GLAZIALMORPHOLOGISCHE STUDIEN IM TESSINGEBIET

INAUGURALDISSERTATION

ZUR

ERLANGUNG DER DOKTORWÜRDE

GENEHMIGT

VON DER PHILOSOPHISCHEN FAKULTÄT

DER

FRIEDRICH-WILHELMS-UNIVERSITÄT ZU BERLIN

VON

HERMANN LAUTENSACH

AUS GOTHA

TAG DER PROMOTION: 1. AUGUST 1910

925

Referenten:

Prof. Dr. A. Penck.
Prof. Dr. W. Branca.

Diese Dissertation bildet den ersten Teil einer größeren Arbeit, die unter dem Titel „Die Übertiefung des Tessingebiets“ in Pencks „Geographischen Abhandlungen“ erscheinen wird. Mit Genehmigung der hohen Fakultät entfallen die zugehörigen Tafeln.

Druck von B. G. Teubner in Dresden.

Inhaltsverzeichnis.

Seite

I. Einleitung 1

II. Die hocheiszeitlichen Gletscherströme des Tessingebiets . . . 10

A. Allgemeines über die Bestimmung der oberen Gletschergrenze im Tessingebiet 10

B. Die obere Gletschergrenze im Bereich der zentralalpinen Hauptpässe und des M. Cenere 12

1. Nufenen 12
2. S. Giacomo 13
3. St. Gotthard 14
4. Cadlimopässe und Lukmanier. 15
5. Greina 16
6. St. Bernardin 17
7. M. Cenere 20

C. Die obere Gletschergrenze der Tessiner Täler 22

1. Leventina. 22
2. Val Blenio 22
3. Riviera 23
4. Val Calanca 24
5. Valle Mesolcina 24
6. Val Verzasca 24
7. Maggiatäler 25
8. Onsernonetäler 29
9. Centovalli 30

D. Allgemeine Bemerkungen zur Physiogeographie der eiszeitlichen Alpengletscher 30

1. Scherung im Eise bei Transfluenz 31
2. Zugehörigkeit der oberen Gletschergrenze zur Würmvergletscherung 31

Seite

3. Die Plastizität des Bodeneises eiszeitlicher Gletscher 32
4. Die morphologische Bedeutung der Schliffgrenze. Die Anschauung von H. Heß 32
5. Lokale Literatur. 35

III. Die postglazialen Gletscherspuren, Schuttkegel und Bergstürze der Tessiner Alpen . . 37

A. Postglaziale Gletscherspuren. 37

B. Schuttkegel 42

C. Bergstürze 43

1. Bergsturz von Chironico . . . 43
2. Bergsturz von Airolo 47
3. Bergsturz von Biasca 48
4. Bergstürze im Calancatal. . . 48
5. Bergstürze im Mesoccotal . . 49
6. Bergstürze im Gebiet von Campo 49
7. Allgemeines über die Tessiner Bergstürze 51

IV. Die alten Talböden des Tessingebiets 52

A. Die drei Talböden der Tessiner Täler 52

B. Talverlegungen seit der Zeit des Bedrettotalbodens 58

C. Verzeichnis der Gesimse der Tessiner Täler 60

D. Die bisherige Literatur über die Terrassen des Tessingebiets . 65

Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41533914_0121

Erstes Kapitel.

Einleitung.

Schaut man in der Schweiz von einem der Gotthardgipfel an sonnigem Sommervormittag gen Süden, so blickt man über ein Meer von rötlichbraunen Bergen. Bis in schier endlose Weite dehnen sie sich hin, an Gestalt und Höhe einander überraschend ähnlich. Feierlich, in schwermütigem Ernst stehen sie über dem blaugrauen Dunstschleier, der oft die tiefen Taleinschnitte verhüllt und so die einsame Welt des Hochgebirges, in die Menschen nur spärlich die kurze Sommerszeit über eindringen, gegen das lärmende Treiben der Tiefe abschließt. Das ist eine Landschaft, wie sie Giovanni Segantini malte, und Bilder vom Typus seiner „Alpenweide" („Pascoli alpini") kehren im Tessin in stetem Wechsel wieder. Nur selten wird das Auge durch eine sich aufdrängende Berggestalt aufgehalten, nur selten fesseln den schweifenden Blick des Wanderers ein glänzendes Schneefeld oder ein bläulichweißer kleiner Gletscher oder die in der Sonne glitzernden Bänder der Wasseradern, die zahlreich den sanftgeböschten Schluß eines Hochtales überrieseln. Und diese Formen des sonst lebendigeren Wassers wirken nicht fremdartig in der starren Welt von Stein. Sie betonen nur ruhig das Feierliche des Landschaftsbildes etwas mehr. Die einsame, fast lautlose Stille der ernsten braunen Hochgipfel wird hier nur vereinzelt unterbrochen durch das Pfeifen eines im braunen Gewirr verwitternder Blöcke aufgeschreckten Murmeltieres und das feine Geschmätze zweier kleiner Stelzvögel, oder von der Tiefe herauf durch den Klang einer Herdenglocke und aus den steilen Schluchten, die sich in die nahezu senkrechten Wände eines Felszirkus gegraben, hin und wieder durch das hohle, widerhallende Getöse des Steinschlags. Über das ganze Gipfelmeer hin spannt sich in dieser Sommerszeit ein wolkenloser stiller Himmel, dessen im Zenit scharfes Blau gegen den Horizont durch lichten Dunst gedämpft wird.

Steigt man von den Tessiner Gipfeln über oft außergewöhnlich steile Wände in die Täler hinab, da spürt man allenthalben in Natur und Menschen den Schlag eines pulsierenden Lebens. Da sieht man tosende Flüsse dahineilen, mit einer tiefen, leuchtenden, stets smaragdgrünen Farbe. Im oberen, gestuften, engen Teil der Täler, wo noch oft das anstehende Gestein im Talboden zu sehen ist, halten diese sich in einer einzigen Wasserader zusammen und werden häufig seitlich von Wasserfällen genährt, die in lichtweißem Sturz über die Talwände herabbrausen. Im unteren, breiten, ebenen, in geringer Meereshöhe gelegenen Teil dagegen verwildern sie zur „Fiumara"[1]), die den ganzen Talboden mit ihren wirr verzweigten Armen einnimmt[2]), und stiften hier fast bei jedem Hochwasser arge Verwüstungen, wobei sie aufs wirksamste durch die „Dragoni" unterstützt werden, die seitlichen Wildbäche, die in die Talflanken gewaltige, enge,

1) Es soll hiermit durchaus nicht der Versuch gemacht werden, diese Bezeichnung, die der Tessiner den in breitem, aufgeschüttetem Gebirgstal verwildernden Flüssen seiner Heimat gegeben hat, in diesem Sinne in die wissenschaftliche Nomenklatur einzuführen. Hat Th. Fischer dieselbe doch längst in anderer Bedeutung gebraucht.

2) Der ursprüngliche Zustand ist heute nur noch im Maggiatale zwischen Bignasco und Ponte Brolla nahezu erhalten. Der Tessin und die Moësa sind reguliert.

steile, dunkle Schluchten eingeschnitten haben und aus diesen nach Regenfluten ungeheure Massen großer Blöcke zu Tal fördern.[1])

Der eben berührte landschaftliche Gegensatz zwischen den oberen und unteren Abschnitten der Täler läßt sich auch im Vegetationsbild verfolgen. Wo die steilen Felswände, — denen die Verwitterung einen orangebraunen Ton gab, während an allen wasserbespülten Stellen ein durch Algen hervorgerufenes tiefes Schwarz[2]) bemerkbar wird, — sanfteren Böschungen Platz machen, da ziehen sich in den oberen Talpartien bis an die obere Waldgrenze prächtige Tannen- und Lärchenwälder, die in ihren höchsten Beständen mitunter durch Lawinenstürze[3]) arg gelichtet sind und überall neuerdings als Nutzholz reichliche Verwendung finden, wobei viele Kilometer lange, die Täler oft in schwindelnder Höhe querende Drahtseilbahnen den Transport erleichtern. Für die breiten Haupttäler ist die Kastanie der Charakterbaum, die in diesen in 750—900 m Höhe ihre obere Grenze erreicht. Überall bedeckt sie hier in starkstämmigen Waldungen, in deren dämmernden Schatten das Sonnenlicht grüngoldne Lichter zeichnet, die unteren Gehänge, mit besonderer Vorliebe sich auf alten Bergstürzen und Trümmerhalden ansiedelnd; und denkt man sich über dem kilometerbreiten, ebenen, unbewaldeten Talboden an der Berglehne aus einem solchen kräftig grünen, wuchtigen Kastanienwald nackte Felsköpfe, oder eine braungraue Sturzhalde, oder auf ebener Bergwiese einige hölzerne Maiensässe („Monti") oder einen schlanken Campanile oder die Trümmer einer alten Burg herauslugend, so hat man ein echtes Bild aus einem Haupttal des Kanton Tessin.

An Stellen in den Tälern, die gegen die oben erwähnten Gefahren geschützt sind, gar oft aber auch hoch oben am Bergeshang auf breiten, grünen Terrassen[4]) siedelt ein froher Menschenschlag, den der heute noch rege Kampf mit der Natur stets kräftig und klarblickend erhält. Er nährt sich größtenteils von Viehzucht, in den tieferen Haupttälern auch von Wein- und Gartenbau, überall neuerdings ebenso von Steinbruch- und Holzfällarbeit, stellenweise (Val Onsernone) von Strohflechterei. Wer sich von den vielen Tausenden, die alljährlich dieses Land auf der Gotthardbahn ohne Halt durchqueren, zu einer frischen Bergfahrt abzweigt, dem wird in jeder bewohnten Sennhütte eine meist allerdings primitive Lagerstatt und was nur an Zehrung vorhanden ist, ohne Anspruch auf Entgelt gern geboten. Die Auswanderung der männlichen Bevölkerung nach Frankreich und Nordamerika ist jetzt noch stark, so daß man allenthalben auf ein arges Mißverhältnis von männlicher und weiblicher Seelenzahl stößt. Doch zieht es die meisten Tessiner mächtig wieder in die heimatlichen Berge zurück, und manchem Fremden, der an dem schwer verständlichen Tessiner Dialekt verzweifelt, wird wider Erwarten ein wenig Englisch oder Französisch nützlich sein.

---

1) Solche Dragoni sind u. a. der Bach des Vallone di Bodio (Untere Leventina) und der Torrente Soja (Val Blenio), welch letzterer schon oft dem Orte Dangio an seiner Mündung Verderben gebracht hat und erst kürzlich, am 31. August 1908, die dortige große Chokoladenfabrik zerstörte.

2) Als besonders eindrucksvoll ist mir ein solcher ebenholzschwarzer, senkrechter Felsen in der Val Redorta gleich oberhalb Sonogno in Erinnerung, über den als ein silberweißes Band ein Wasserfall herabflattert.

3) Auffällige Beispiele von solchen Verheerungen aus jüngster Zeit sind im Calancatal unter Pzo della Molera und über A. di Revio, in Val Pontirone über A. di Ardetto, im Bedrettotal mehrfach auf der linken Talflanke zu finden. Vgl. F. Merz, Die forstlichen Verhältnisse des Kantons Tessin. Atti della Soc. elvet. di Sc. nat., adunata in Locarno 1903. Zurigo 1904. S. 63 (mit Karte der Lawinen- und Wildbachverbauungen).

4) Das auffälligste Beispiel dieser Art bildet Landarenca, das über den 400 m hohen Steilwänden des Calancatales thront. Die durch Bergstürze, Murgänge, Lawinen verursachten Unglücksfälle werden in den verschiedenen historischen Werken über den Kanton Tessin und das südöstliche Graubünden (insbesondere in: Stef. Franscini, Der Kanton Tessin, historisch, geographisch, statistisch geschildert. Gemälde der Schweiz. Bd. XVIII. St. Gallen und Bern, 1835) eingehend geschildert. Eine knappe Darstellung dieser Art für das besonders unfallreiche Calancatal findet sich im Jahrb. d. Schweizer Alpenklubs 1904/05. S. 131ff. (L. Lisibach, Der Südgrat der Adulagruppe).

Im Gebiet der Tessiner Alpen tritt uns aufs schärfste die Summe von morphologischen Erscheinungen entgegen, die Penck[1]) unter der Bezeichnung Übertiefung zusammenfaßte. Die Haupttäler sind viel zu tief für die Flüsse, die sie heute bergen. Ihre Sohlen sind tief unter das Niveau der Seitentäler gesenkt, so daß letztere in hohen Stufen münden, und hoch über dem heutigen Talweg, von ihm durch die schon wiederholt genannten schwindelnd steilen Wände getrennt, dehnen sich in verschiedenen Niveaus ausgeprägte Terrassen, die es gestatten, mehrere alte Talböden über dem heute in Funktion befindlichen, übertieften zu verfolgen. Dieser heutige Talboden hat mitunter ein rückwärtiges Gefälle, er gliedert sich durch eine Reihe sehr markanter Stufen und Riegel in einzelne Becken, von denen manche noch heute Seen bergen. Dieser morphologische Zustand der Täler entspricht in keiner Weise den Bedürfnissen der heutigen Flüsse. Diese sehen wir vielmehr in regster Arbeit, ein ihren Gesetzen angepaßtes Längsprofil, das der Erosionsterminante, herzustellen. In den Haupttälern begegnen wir daher einer intensiven Akkumulation, die daran arbeitet, den über das den heutigen Flüssen zukommende Maß hinaus eingetieften Talboden höher zu legen, während die Stufen und Riegel der Haupttäler sowie die Stufenmündungen der Seitentäler eine Zerschneidung erfahren, damit die Gefällsknicke, die sie darstellen, beseitigt werden. Von dieser Arbeit, der Aufschüttung der Haupttäler und der Zerschneidung der Stufen, haben die Flüsse schon einen ansehnlichen Teil geleistet. Die für sie anormalen Verhältnisse waren vordem noch viel exzessiver als heute. So treten die kilometerbreiten, ebenen, aufgeschütteten Talsohlen der Haupttäler in schärfsten Kontrast zu den sich mauerartig aus ihnen erhebenden Talwänden aus festem Fels, und die engen, schluchtartigen V-förmigen fluviatilen Zerschneidungen der Stufen stehen in markantem Gegensatz zu den verhältnismäßig weiten, von Rundhöckern und Gletscherschliffen bedeckten Talpartien über ihnen, die das Profil eines U oder einer Kettenlinie aufweisen.

W. M. Davis[2]) widmete 1899 zahlreichen dieser einzelnen Erscheinungen im Tessintal in der Umgebung von Biasca seine Aufmerksamkeit. Insbesondere betonte er die Hängetäler und den Gegensatz des breiten Talbodens zu den steilen Talseiten und kam dazu, die Lehre von der glazialen Erosion energisch zu vertreten. Er wendete sich damit gegen die alte Auffassung der Terrassen und Talstufen, die L. Rütimeyer[3]) schon 1869 ausgesprochen und gerade an den Verhältnissen des Tessintals geschildert hatte. Rütimeyer faßte die Alpentäler, indem er den Stufenmündungen geringen Wert beimaß, vornehmlich als Werke der Wassererosion. Er verband je ein Terrassenniveau mit einer oberhalb gelegenen Stufe des heutigen Talbodens und gelangte so zur Anschauung ineinandergeschachtelter Talböden. Diese Auffassung wurde von A. Heim[4]) weiter ausgebaut und von A. Bodmer[5]) allein auf kartographischer Grundlage für sämtliche größeren Schweizer Täler, auch für das Tessintal, erläutert. Die Davissche Arbeit ihrerseits wurde nach kurzem von J. E. Garwood[6]) angefochten, der, einseitig allein auf die Hängetäler Gewicht legend, wieder eine rein fluviatile Ausbildung der Tessiner Täler befürwortete. Die Hängetäler sollten

1) Die Übertiefung der Alpentäler. Verhandl. des 7. internat. Geogr. Kongr. zu Berlin 1899. S. 232.

2) Glacial erosion in the valley of the Ticino. Appalachia. IX. 1900. S. 136; und Proc. of the Boston Soc. of Nat. Hist. XXIX. S. 273ff.

3) Über Thal- und Seebildung. Basel 1869.

4) Erosion im Gebiet der Reuß. Jahrb. d. Schweiz. Alpenklubs XIV, 1878/79, S. 390. Mechanismus der Gebirgsbildung I. Basel 1878. S. 281, 297, 301 usw. Beiträge zur geol. Karte d. Schweiz XXV. Bern 1891. S. 421.

5) Terrassen und Thalstufen der Schweiz, ein Beitrag zur Erklärung der Thalbildung. Inauguraldissertation. Zürich 1880.

6) On the origin of some hanging valleys in the Alps and Himalayas. Quart. Journal of the geol. Soc. of London LVIII. 1902, S. 703.

beim Rückgang der Vergletscherung durch ein starkes Einschneiden der Schmelzwässer der Haupttäler entstanden sein, während gleichzeitig die Mündungen der Seitentäler noch durch je eine Gletscherzunge geschützt wurden, und eine Hebung des Gebirges infolge Entlastung von den Eismassen die Tiefenerosion belebte. Derselbe Forscher wandte sich wenige Jahre später in einer kleinen Monographie der Hochseen des Kanton Tessin[1]) aufs neue entschieden gegen die Annahme einer glazialen Erosion. Ganz im Einklang mit den Davisschen Ideen steht jedoch die Auffassung von A. Penck. In der großen, im Verein mit Ed. Brückner herausgegebenen Monographie „Die Alpen im Eiszeitalter"[2]) hob er als erster die Gesamtheit der oben geschilderten, von ihm „Übertiefung" genannten Erscheinungen in den ganzen Alpen hervor, wies nachdrücklich darauf hin, daß dieselbe räumlich und zeitlich ausnahmslos mit der Verbreitung der eiszeitlichen Gletscher zusammenfällt und brachte äußerst zahlreiche Beweise dafür bei, daß die Übertiefung einer ansehnlichen Glazialerosion ihr Vorhandensein verdankt. In einem zwar kurzen, aber sehr anschaulichen Abschnitt (l. c. S. 800ff.) schilderte er die Grundzüge der Übertiefung des Tessintales.

Bietet somit das Studium der Übertiefung im Tessingebiet reichlich Gelegenheit zu einer kritischen Betrachtung der bisherigen Ansichten über die Ausbildung der Alpentäler, so wird die Untersuchung im Felde gerade hier durch eine außerordentliche natürliche Begünstigung ganz wesentlich gefördert. Nirgends sonst in den Alpen findet man ein gleich großes Areal, das von einem petrographisch fast völlig einheitlichen Gestein beherrscht wird, wie im Tessin. Man ist somit in dem bei weitem größeren Teile der Tessiner Alpen in der Lage, bei der Erklärung von Stufen und Riegeln sowohl wie von Terrassen von verschiedener Widerstandsfähigkeit des Gesteins abzusehen. Es entfällt in diesem Bereich also von vornherein die große Gruppe der Schichtterrassen (Felsbänder) und der durch selektive Erosion bedingten Riegel und Stufen. Das Gestein, um das es sich hier handelt, ist der zweiglimmerige, oft granitartige sogenannte Tessiner Gneis[3]), der in dem Gebiet nördlich des Längstalzuges Centovalli—Bellinzona, von ganz lokalen eingeklemmten Vorkommnissen metamorphen Triaskalkes abgesehen, bis in die oberen Teile der Haupttäler Val Bavona (bis S. Carlo), Val Lavizzara (bis Peccia), Val Verzasca (bis oberhalb Sonogno) unumschränkte Verbreitung besitzt und im Tessin- sowie Bleniotal bis oberhalb Biasca (nämlich bis Chironico bzw. Ludiano), im Mesoccotal bis zum Hauptort gleichen Namens ausschließlich herrscht. Im Westen und Osten reicht der Tessiner Gneis über die schweizerische Grenze nicht weit hinaus. Innerhalb des so umschriebenen Gebietes bildet er im großen und ganzen ein flaches, weitgespanntes Gewölbe, so daß die durch die Stellung der Glimmerplättchen angezeigte Lagerung, an die sich hier meist eine Klüftungsrichtung knüpft, eine nahezu horizontale ist. Nur gegen die genannte Längstalflucht zu, im äußersten Süden, den schon Studer 1852 auf der von ihm zusammen mit Escher herausgegebenen zweiten Auflage seiner geologischen Karte der Schweiz durch eine später nach ihm benannte Linie abtrennte, herrscht eine sehr steile, oft senkrechte Stellung der Parallelstruktur.[4])

Nördlich um dieses „Tessiner Massiv" legt sich eine Zone herum, in der der Tessiner Gneis mit anderen Gneisen, Glimmerschiefern und mit sedimentären Gesteinen triassischen sowie liassischen Alters in eine äußerst verwickelte Lagerung tritt. Über deren Einzelheiten kann man sich heute noch keine volle Rechenschaft

1) The tarns of the Canton Ticino. Quart. Journal of the geol. Soc. of London LXII. 1906, S. 165.

2) Hier als: A. i. E. A. zitiert.

3) Petrographische Beschreibung bei Studer, Index der Petrographie und Stratigraphie. S. 235.

4) Siehe die zahlreichen Messungen des Fallens und Streichens bei Fr. Rolle: Das südwestliche Graubünden und nordöstliche Tessin. Beiträge z. geol. Karte d. Schweiz. Lief. XXIII, 1881. Tafel VI.

geben, obwohl schon zahlreiche ältere tektonische Arbeiten[1]) vorliegen. Allein der äußerste Westen, der auf der von C. Schmidt und H. Preiswerk aufgenommenen geologischen Karte des Simplongebietes[2]) dargestellt ist, macht hierin eine Ausnahme, während die Lückenhaftigkeit der Kartierung des den eigentlichen Tessin enthaltenden Blattes XIX der schweizerischen geologischen Karte 1 : 100 000 schon wiederholt hervorgehoben worden ist. Die geologische Spezialaufnahme, mit der hier H. Preiswerk im Anschluß an die Kartierung des Simplongebietes beschäftigt ist, wird hierin wohl alsbald Änderung schaffen. Schmidt[3]) neigt dazu, ziemlich ausgedehnte Gneispartien zwischen der Cristallina im Westen und dem P^{zo} Molare (zwischen Tessin- und Bleniotal) im Osten als wurzellos und die sie trennenden Gebiete sedimentärer Gesteine als Überfaltungsmulden zu betrachten. Eine ähnliche Auffassung des dem P^{zo} Molare östlich benachbarten Adulagebirges wurde von M. Lugeon[4]) angebahnt, von A. Heim[5]) näher ausgeführt und neuerdings von O. Wilckens[6]) auf Grund sorgfältiger Aufnahmen im Gelände, die das früher als autochthon angesehene Adulamassiv in drei übereinander liegende Decken auflösten, bestätigt.

Nördlich an die Zone der sedimentären Überfaltungsmulden schließt sich allenthalben das Gotthardmassiv an, und das Tessiner Massiv wird nach Süden durch eine Zone ungefähr W—E streichender hornblendereicher Gesteine, den sogenannten Amphibolitzug von Ivrea, begrenzt, der den Tessiner Gneis von dem südlich sich anschließenden Gneis des „Seegebirges" scheidet.

Zum Studium der Übertiefung im Tessingebiet ist, wie schon hervorgehoben, das Gebiet der ausschließlichen Verbreitung des Tessiner Gneises das geeignetste. Jedoch beschränken sich die wenigsten größeren Tessiner Täler auf dieses Gebiet. Die meisten greifen in die Zone der sedimentären Überfaltungsmulden hinein. Da wir als Morphologen die Täler als einheitliche Organismen zu betrachten gezwungen sind, können wir unser Studiengebiet nicht unter Vernachlässigung dieser ersten Forderung allein durch tektonische Leitlinien begrenzen. Wir lassen also die Nordgrenze unseres Untersuchungsgebietes mit der Rhein—Tessin-Wasserscheide zusammenfallen und schließen somit die Zone der Überfaltungsmulden in das Bereich unserer Studien ein. Gerade die zentralalpinen Grenzpässe werden mehrere Male eine eingehendere Besprechung erfahren müssen. Im Westen und Osten setzt die italienisch-schweizerische Grenze, die auf den wasserscheidenden Kämmen entlang läuft, unserer Arbeit ein durchaus naturgemäßes Ziel, und im Süden bietet die schon mehrfach erwähnte Längstalflucht Val Vigezzo—Bellinzona eine angemessene Begrenzung. Jedoch zwingen auch hier, wie im Norden, die äußerst interessanten Verhältnisse des Cenerepasses zu längerem Verweilen. Das auf diese Weise umschlossene, etwa 2800 qkm große Gebiet umfaßt somit den bei weitem größeren, „Sopra Cenere" genannten Teil des schweizerischen Kantons Tessin und den südwestlichen Zipfel des Kantons Graubünden. Es ist uns bei dieser Be-

1) Insbesondere: H. Gerlach, Die penninischen Alpen. Neue Denkschriften d. allgem. Schweizer naturf. Ges. XXIII. 1. 1870, abgedruckt in: Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz. Lief. XXVII. S. 128. — K. v. Fritsch, Das Gotthardgebiet. Beitr. Lief. XXV. 1873. — Fr. Rolle l. c. — C. Diener, Der Gebirgsbau der Westalpen. Wien 1891.

2) 1 : 50 000. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz. Lief. XXVI. Spezialkarte Nr. 48. 1906.

3) Über die Geologie des Simplongebiets und die Tektonik der Schweizer Alpen. Eclog. geol. Helv. Vol. IX. Nr. 4. S. 525ff.

4) Les grandes nappes de recouvrement des Alpes du Chablais et de la Suisse. Bull. Soc. géol. de France. 4. Sér. I. 1901. S. 809.

5) Geol. Nachlese Nr. 17. Über die nordöstlichen Lappen des Tessiner Massivs. Vierteljahrsschr. d. naturf. Ges. in Zürich. Bd. 51. 1906. S. 397.

6) Über den Bau des nordöstlichen Adulagebirges. Centralbl. f. Min. usw. 1907. S. 341. — Über die Existenz einer höheren Überschiebungsdecke in der sogenannten Sedimenthülle des Aduladeckmassivs. Monatsber. d. Deutsch. geol. Ges. 1909. S. 455. — Über Faltung im Adulagebirge. Neues Jahrbuch f. Min. usw. 1910. I. S. 79.

grenzung zugleich möglich, die meist vorzüglichen Blätter des schweizerischen topographischen Atlas in 1 : 50 000 („Siegfriedkarte") allenthalben als topographische Grundlage unserer Studien zu verwenden.

Die Täler der Tessiner Alpen lassen, soweit sie in der Zone der Überfaltungsmulden liegen, durchaus eine enge Beziehung zum Verlauf der letzteren erkennen. Im Bereich des Tessiner Massivs aber fehlt jede Beziehung ihrer Lage zur Tektonik. Hier übernehmen wenige, gering verzweigte, gerade, tief eingeschnittene, nach der Gegend zwischen Locarno und Bellinzona hin konvergierende Täler die Führung. Die zwischen ihnen aufragenden Bergmassen werden durch eine Unzahl Hängetäler weit geringerer Größenordnung gegliedert. In ihrem landschaftlichen Aussehen einander zum Verwechseln ähnlich und unter sich ungefähr gleich groß legen diese sich in Reihen nebeneinander. So kommt im Bereich des Tessiner Massivs eine auffällige Konstanz der Taldichte zustande.

Das Tal des im NW am Nufenenpaß entspringenden, den Gotthard mit den oberitalienischen Seen verbindenden Tessin, hat als die Stammader unseres Gebiets zu gelten. Es zerfällt in drei Abschnitte. Der oberste reicht von der Nufenen bis zu der markanten Riegelstufe oberhalb Faido und folgt in dieser ganzen Erstreckung in nach Norden konvexem Bogen fortgesetzt der Grenze von Gneis und Kalkglimmerschiefer. Schon v. Fritsch verfolgte diesen Parallelismus des Talverlaufs mit dem Streichen des Gneises ins einzelne (l. c. S. 80f.). Dieser Abschnitt, der zwischen Nufenen und Airolo den Namen Val Bedretto trägt, hat den Charakter eines offenen, sich allmählich ohne ausgeprägte Stufen von 2000 bis auf 1000 m senkenden Hochtales mit verhältnismäßig wenig steilen, tannenbestandenen Hängen. Bis Airolo hin ist sein Querprofil das eines mittelstark durchhängenden Seiles. Ganz anders sieht der bedeutend kürzere mittlere Abschnitt, die Leventina (Livinental), aus, der bis Biasca reicht. Er stellt einen engen, tief eingeschnittenen Trog von U-förmigem Querschnitt dar, dessen aufgeschütteter schmaler Boden fortlaufend von äußerst steilen, geraden, parallelen Wänden begrenzt wird. Gegliedert wird er durch zwei Stufen, die schon erwähnte des M^te Piottino und die von Chironico oberhalb Giornico, die die Gotthardbahn je zu einem Kehrtunnelpaar zwingen. Der letzte Abschnitt, die von Biasca bis Bellinzona reichende Riviera bildet ein ungemein gerades, nahezu N—S gerichtetes, breites Tal, das so tief in den Alpenkörper eingeschnitten ist, daß es nur 300—200 m absolute Höhe hat und bis zu 2500 m unter den unmittelbar benachbarten Gipfeln (P^zo di Claro 2719 m) liegt. Auch ihm fehlen die hohen, steilen, mauerartigen Gehänge nicht, die einen wahrscheinlich hoch aufgeschütteten Talboden einschließen, in dessen Mitte der Tessin verwildert.

Bei Biasca nimmt das Tessintal das vom Brenno durchflossene Bleniotal auf. Die bei Olivone sich vereinigenden Quelltäler folgen auch bei diesem dem Streichen der sedimentären Zonen, die hier vorzugsweise aus Bündner Schiefer bestehen. Dies gilt insbesondere von dem die Wasserscheide tragenden, fast vegetationslosen Hochtal der Greina und der vom Lukmanier herabführenden Val S. Maria. Letztere vereinigt sich mit der heute direkt zum Tessin entwässernden Val Piora zu einer nur durch den vielzackigen Dolomitberg des P^zo Columbe geteilten Längstalflucht. Von Olivone (900 m) senkt sich das im Verhältnis zur benachbarten Leventina offene Tal almählich in einigen wenig ausgesprochenen Stufen bis Biasca.

An die Riviera schließen sich östlich und westlich zwei von ihr morphologisch durchaus verschiedene Täler an, die sich jedoch untereinander in manchen Beziehungen ähneln. Es sind die Val Calanca und Val Verzasca, zwei enge Tröge mit steilen Wänden. Beide münden mit 200—300 m hoher Stufe, so daß ihr Boden oberhalb derselben an analogen Stellen 200—600 m höher liegt als der der Riviera und bis weit hinauf vom heutigen Fluß in enger Klamm zerschnitten ist. Im unzerschnittenen Teil des heutigen Talbodens ist im Gegensatz zur Riviera die Verschüttung gering. Allein durch ihre Verzweigung unter-

scheidet sich die westliche Val Verzasca von der östlichen, sich 25 km gerade, ohne Seitental erstreckenden Val Calanca.

Im äußersten Osten, wie die Val Calanca auf Bündner Gebiet, zieht sich von der breiten Paßfurche des St. Bernardin bis nach Bellinzona die Valle Mesolcina oder Val Mesocco (deutsch: Misox), bis unterhalb des Orts Mesocco wiederholt prächtig gestuft, weiter abwärts als tiefer Trog mit steilen Wänden eingeschnitten und daher stark verschüttet.

Die südliche Richtung der Täler Blenio, Calanca und Mesocco ist durch das abnorme Streichen in meridionaler Richtung bedingt, das nicht nur der Gneis und Glimmerschiefer des Adulagebirges, sondern auch das Ausgehende der beiden in Val Blenio und Mesocco weit nach Süden zurückgreifenden Überfaltungsmulden zeigen. Die Existenz letzterer erklärt nicht nur die Richtung, sondern auch die Lage von Val Blenio und Mesocco. Ebenso wird die Lage der Pässe Lukmanier, Greina und St. Bernardin auf diese Weise verständlich. Sie liegen da, wo die Wasserscheide die weichen Gesteinszüge dieser Mulden quert. So deutete schon Rolle[1]) die Lage der Pässe, während G. vom Rath[2]) darauf hinwies, daß die Bergzüge der südlichen Adula dem Streichen des dünnschiefrigen Glimmergneises folgen, und deren Asymmetrie durch das schwache E - Fallen dieses Gesteins erklärte.

Den weiten Westen des Kantons Tessin endlich nimmt das beträchtlich stärker verästelte Gebiet der Maggiatäler ein. Bei Bignasco (450 m) ist der Hauptsammelpunkt der Quelltäler. Hier vereinigt sich der tiefe Trog der Val Bavona, der in unmittelbarer Nähe des höchsten Gipfels des Kantons Tessin, des P^zo Basodino (3277 m), seine Wurzel hat, mit der östlichen Val Broglio. Letztere führt oberhalb ihres Hauptortes Peccia, wo sie die Val di Peccia aufnimmt, den Namen Val Lavizzara, oberhalb Fusio heißt sie Val di Sambucco. Von Bignasco an ist das Maggiatal, wie seine tiefe Lage (450—300 m) schon ahnen läßt, im Gegensatz zu seinen Quelltälern breit und verschüttet. Unmittelbar aus den ebenen Alluvionen erheben sich die mauerähnlichen Talwände. Stufenförmig mündet nicht weit unterhalb Bignasco die Val di Campo.

Die sechs soeben geschilderten Tessiner Täler konvergieren sämtlich gegen die breite, tiefe Längstalstrecke, die von Bellinzona zum oberen Ende des Langensees zieht und, wie schon Rolle bemerkte (l. c. S. 9, 32f., 36) in engem Zusammenhang mit dem Verlauf der Zone von Ivrea steht. In geringerer Breite und Tiefe setzt sich dieses Längstal jenseits des oberen Langensees gegen Westen aus unserem Gebiet heraus bis nach Domodossola hin fort. Der schweizerische Teil dieses Stückes heißt Centovalli. Von Locarno streckt sich ein kurzes, im Niveau des Langensees gelegenes, breites, von der Maggia verschüttetes Talstück, ein kleines Glied unserer Längstalflucht bildend, gegen Centovalli vor und endet stumpf da, wo Centovalli sich mit den Onsernonetälern vereinigt.

Die Gewässer sämtlicher genannten Tessiner Täler nimmt die Längstalstrecke Centovalli—Bellinzona auf. Aus ihr erfolgt die Entwässerung vermittelst des Langensees, der rechtwinklig zu ihr durch die Voralpen bis zum Rande der Poebene hindurchgreift.

Zwischen den gewaltigen Massenerhebungen der Walliser Alpen im Westen (M^te Rosa 4638 m) und der Berninagruppe im Osten (Piz Bernina 4052 m) gelegen,

1) l. c. S. 39. Natürlich betrachtete er seinerzeit die Überfaltungsmulden als einfache Synklinalen und die Molare-, Adula- und Tambogruppe als echte Massive. Er führte für solche Pässe den Namen „intramassivische" ein. Diese Bezeichnung kann für die in Rede stehenden Pässe heute nicht mehr verwandt werden, da sie nicht zwischen Massiven, sondern zwischen wurzellosen Massivlappen liegen. Außerdem möchte Sölch eine solche tektonische Bezeichnung von vornherein aus einer morphologischen Nomenklatur ausschalten (Studien über Gebirgspässe. Forsch. z. deutsch. Landes- u. Volkskunde. Bd. XVII. 1908. S. 144 [26] Anm. 1).

2) Geognostisch-mineralogische Beobachtungen im Quellgebiet des Rheins. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. Bd. XIV. 1862. S. 369.

stellen die Tessiner Alpen ein Gebiet auffällig geringer mittlerer Höhe dar. Diese äußerst wichtige Tatsache wird durch „Karte der Verteilung der mittleren Höhe in der Schweiz" von H. Liez[1]) klar zahlenmäßig vor Augen geführt. Die mittlere Höhe des Tessingebietes ist um 1000—1500 m geringer als die dieser benachbarten Gebiete, d. h. beinahe nur halb so groß. Das rührt nicht nur von der schon wiederholt erwähnten äußerst niedrigen Lage der Sohlen der Haupttäler, sondern auch von der entsprechend geringeren mittleren Höhe der Gipfel her. Letztere besitzen am Nordsaum der Tessiner Alpen im Gotthardstock eine Höhe von rund 3000 m. Etwas höher steigen sie im NW im Basodin (3277 m) und im NE in der Adulagruppe (Rheinwaldhorn 3406 m) an. Von dieser Nordumwallung senkt sich ihre Höhe langsam und gleichmäßig gegen Süden. Längs einer von Bignasco in SE-Richtung auf die Mündung des Calancatales zu gezogenen Geraden besitzen sie noch etwa 2500 m, an der Südgrenze des Gebiets, südlich der Längstalflucht Centovalli—Bellinzona nur noch 2000 m Höhe. Auffällig ist dabei die große Konstanz des Gipfelniveaus der Tessiner Alpen, die schon Rütimeyer[2]) bemerkte. Besonders ausgeprägt ist dieselbe im Gebiet des Tessiner Massivs, und eben hier finden wir die schon erwähnte Konstanz der Taldichte.

Die im Verhältnis zu den Nachbargebieten sehr geringe mittlere Höhe der Tessiner Alpen, zusammengenommen mit der Konstanz der Gipfelhöhe und der Taldichte, berechtigen zu dem Schluß, daß im Gebiet der Tessiner Alpen die Kräfte der Gebirgsabtragung schon lange gewirkt und schon gewaltige Erfolge erzielt haben. Zu dem gleichen Resultat führt ein stratigraphischer oder tektonischer Gesichtspunkt, der auf der Entstehung und Lagerung des Tessiner Gneises fußt. Die älteren Schweizer Geologen betrachteten denselben als einen archäischen Orthogneis, und diese Ansicht hat auch heute noch ihre Anhänger (s. Schmidt, l. c. S. 510ff.), während neuere Petrographen und Tektoniker[3]) ihn als ein Intrusivgestein, über dessen Alter wieder die Ansichten auseinandergehen, oder als ein metamorphes Sediment permokarbonen Alters ansehen. Alle diese Anschauungen haben das Gemeinsame, daß sie mächtige Massen von Gesteinen annehmen, die den Tessiner Gneis ehemals überlagerten. Vor allem aber beweist die petrographische Zusammensetzung des unserem Gebiet gerade vorgelagerten, von Arona bis südlich Como sich hinziehenden, im M^te^ Olimpino gipfelnden miozänen Nagelfluhwalles der Südalpen, daß über den heute vom Tessiner Gneis eingenommenen Arealen einst weithin ganz andere Gesteine, teilweise vielleicht in Gestalt von Schubdecken[4]), lagen. Denn diese Nagelfluh enthält bei massenhaftem Vorkommen von Gesteinen der direkt nördlich benachbarten Luganeser Alpen wohl Gerölle aus dem Veltlin, nicht aber solche von Tessiner Gneis, ungeachtet dessen weit ausgedehnten Verbreitungsgebiets in der Nachbarschaft. Der Tessiner Gneis war zur Miozänzeit also offenbar noch nicht freigelegt. Aus alledem geht mit Sicherheit hervor, daß gewaltige Gesteinsmassen aus dem Bereich der Tessiner Alpen fortgeschafft worden sind, ehe die Gesteine an die Erdoberfläche gelangten, die heute die obersten Gipfel zusammensetzen, und ehe die Täler nur bis zu einem solchen Niveau eingetieft waren, wie es die höchsten heute noch verfolgbaren Terrassen bezeugen. Die Summe von morphologischen Erscheinungen

1) Jahresbericht d. Geogr. Ges. in Bern. Bd. XVIII. 1900—1902. Tafel VII.

2) Die Tessiner Alpen. Jahrb. d. Schweizer Alpenklub. 1873/74. S. 346.

3) W. Klemm. Bericht über die Untersuchungen an den sogenannten „Gneißen" und den metamorphen Schiefern der Tessiner Alpen. Sitzungsber. d. Kgl. preuß. Ak. d. Wiss. 7. Jan. 1904. 13. April 1905. 26. April 1906. 7. April 1907. J. Königsberger. Geologische Beobachtungen am Pizzo Forno [Schweiz, Kt. Tessin] und Beschreibung der Minerallagerstätten des Tessiner Massivs. Neues Jahrb. f. Min. usw. Beilage-Band XXVI. 1908. S. 488 bis 564. — Termier, Congrès géol. internat. Compte rendu. Vienne 1903. S. 571.

4) Siehe die neuen tektonischen Profile von C. Schmidt (der zitierten Arbeit in den Eclogae sowie der Beilage zum Jahrb. d. Schweizer Alpenklubs 1908: „Bild und Bau der Schweizer Alpen" beigegeben) und von H. Schardt („Geol. Profile durch die Schweiz". Nr. I und II. Atlas d. Schweiz. Lief. III. Taf. 22—23. 1908.)

aber, die wir Übertiefung nennen, ist viel jünger selbst als diese Terrassen. Es bieten sich keinerlei Anhaltspunkte, die Übertiefung irgendwie direkt auf tektonische Ereignisse zurückzuführen.

Es wurde eingangs die von Penck und Brückner betonte Tatsache hervorgehoben, daß Übertiefung sich nur in Gebieten ehemaliger Gletscherverbreitung findet, und dargelegt, daß diese beiden Forscher sich gezwungen sahen, den engsten ursächlichen Zusammenhang dieser beiden Erscheinungen anzunehmen. Um die Anwendbarkeit dieser Anschauung auf die Übertiefung der Tessiner Alpen zu prüfen, studieren wir daher im ersten Kapitel die Verbreitung und Höhen der eiszeitlichen Gletscher im Tessingebiet. Während diese sich zurückzogen, war eine Reihe von morphologischen Prozessen tätig, die durch Akkumulation stufen- und riegelbildend wirkten, und so Formen schufen, die denen äußerlich ähneln, welche der Übertiefung eigen sind. Es handelt sich um Rückzugsmoränen-, Schuttkegel- und Bergsturzbildungen. Diese verschleiern den in den festen Fels gegrabenen Stufenbau der Täler, um den es sich bei der Übertiefung allein handelt. Wir nehmen daher die Schilderung dieser Einzelformen voraus, um später die Übertiefung der Tessiner Täler gewissermaßen unverhüllt vorführen zu können. Des weiteren besprechen wir die alten Talböden des Tessingebietes und machen uns so mit den verschiedenen Phasen der fluviatilen Ausgestaltung der Täler bekannt. Das ist für die Beurteilung des Wesens und des Ausmaßes der Übertiefung von größter Wichtigkeit. Es folgt dann die Schilderung und Deutung der verschiedenen Erscheinungen, die wir als Übertiefung zusammenfassen. Einem derselben, den Seebecken, wird schließlich noch besondere Aufmerksamkeit geschenkt.

Zweites Kapitel.

Die hocheiszeitlichen Gletscherströme des Tessingebiets.

A. Allgemeines über die Bestimmung der oberen Gletschergrenze im Tessingebiet.

Unter „Obere Gletschergrenze" versteht man die absolute Höhe, in der die Oberfläche eines Eisstromes sein felsiges Ufer berührt, also die Höhe des Gletscherrandes.[1]) Ihr Verfolg von den Wurzeln bis zum Ende der diluvialen Gletscher bildet die wichtigste Aufgabe der Physiogeographie der eiszeitlichen Alpen. Schon ein flüchtiger Blick auf einen rezenten Talgletscher zeigt jedoch, daß ihre Ausprägung unterhalb der Schneegrenze, wo sich die Oberfläche des konvexen, aperen, moränenumsäumten Eisstromes mit scharfem Knick gegen die Talwand absetzt, ungemein viel schärfer ist als oberhalb, im Firngebiet. Denn im Bereich des letzteren legt sich die konkave Gletscheroberfläche dem verschneiten Gehänge flach auf, es münden mit derselben Physiognomie zahlreiche Zuflüsse, welche öfters infolge Zurückwitterns der trennenden Grate randlich miteinander verschmelzen, ehe sie den Hauptstrom erreichen, so daß die Natur keinerlei Anhaltspunkte zu einer genauen morphologischen Festlegung der oberen Gletschergrenze bietet — abgesehen vielleicht von einer gelegentlichen „Schliffkehle" (s. A. i. E. A. S. 263). Ein ganz ähnliches Bild müssen wir uns von den eiszeitlichen Gletschern oberhalb der Schneegrenze machen, und es folgt daher, daß eine genau zahlenmäßige Fixierung der oberen Gletschergrenze hier auf manche natürlichen Schwierigkeiten stößt. Andere größere Schwierigkeiten beruhen auf der Subtilität des Phänomens: Im Nährgebiet waren die Wirkungen der eiszeitlichen Gletscher an ihrer oberen Grenze nicht allenthalben sehr augenfällig und handgreiflich. Vielmehr läßt sich oft ein gewisses Austönen dieser Wirkungen gegen dieselbe hin feststellen, das eine präzise Fixierung mitunter unmöglich macht.

Zur Feststellung der oberen Grenze eiszeitlicher Gletscher bedient man sich zweier Methoden: der Bestimmung durch erratische Geschiebe (Findlingsmethode) und durch die Schliffgrenze. Erstere Methode besteht im Aufsuchen der höchsten ortsfremden Geschiebe, die nicht durch Wasser- oder direkte Schwerewirkung an ihre jetzige Lagerstatt gelangt sein können. Auf die zahlreichen Fehlerquellen, welchen diese Methode unterliegt, hat Penck ausführlich hingewiesen (A. i. E. A. S. 258). Das andere Verfahren ist ein morphologisches: Es beruht auf dem schon von Charpentier hervorgehobenen Gegensatz der sanften, ruhigen, plumpen Rundbuckelformen und der steilwandigen, splittrigen, vielgegliederten Gipfelformen unterhalb und oberhalb der oberen Gletschergrenze. Während im allgemeinen beide Methoden einander ergänzend und kontrollierend nebeneinander angewandt zu werden verdienen, so tritt doch mitunter die eine notgedrungen in den Vordergrund. Im Kalk- und Schiefergebirge geben die auffälligen zentralalpinen Erratika oft viel bessere

1) Vgl. Penck, A. i. E. A. S. 258ff.

Anhaltspunkte als die durch nachträgliche Zerstörungsprozesse verwischte Schliffgrenze, im Gneis dagegen, einem häufig ausgezeichneten Konservator des glazialen Formenschatzes, ist man mitunter mangels typischer Erratika auf Beobachtung der Schliffgrenze allein angewiesen.

In dem von mir untersuchten Gebiet lagen die eiszeitlichen Gletscherströme fast völlig oberhalb der Schneegrenze. Es war mir zwar nicht möglich, die Schneegrenzhöhe der letzten Eiszeit, der sogenannten Würmeiszeit, innerhalb der Tessiner Alpen genau zu bestimmen, aber die S. 30 mitgeteilten Beobachtungen aus Centovalli weisen darauf hin, daß sie im Süden unseres Gebiets höher als 1500 m gelegen haben muß, und Penck nimmt für die Umgebung der insubrischen Seen mindestens 1600 m als das Wahrscheinlichste an (A. i. E. A. S. 822f., 781). Bis zu diesem Niveau waren die hocheiszeitlichen Gletscher des Tessingebietes aber erst bei Bellinzona, oberhalb Vogorno im Verzascatale, beim Dorfe Maggia herabgestiegen. Es ergeben sich auf diese Weise mitunter die oben begründeten naturgemäßen Unsicherheiten der Festlegung der oberen Gletschergrenze. Jedoch spielen die weiterhin berührten rein praktischen Schwierigkeiten ebenfalls eine bedeutende Rolle. Die Findlingsmethode ergab nur in wenigen Fällen befriedigende Resultate. Es fehlen Gesteine, die, auf ein ansehnliches Areal hin allein in den Wurzelgebieten anstehend, auch zugleich vermöge petrographischer Eigenschaften gute Erratika an der oberen Gletschergrenze abgeben, fast völlig. Das zuverlässigste von ihnen, der von Escher entdeckte Serpentin der Alp Cassimoi im Carasina (Bresciana)-Tal (Bleniogebiet), von dem ich prächtige gekritzte Geschiebe noch auf dem Cenere-Paß fand, steht leider nur auf dem Boden des genannten alten Gletschertales an und konnte daher innerhalb der eiszeitlichen Schneegrenze an der oberen Gletschergrenze nicht erwartet werden. Die besten Dienste leisteten noch die Gotthardgesteine: Chenopodit[1]) von Airolo, Rotondogranit und Fibbiagneis, die auf der linken Seite des Livinentales (und charakteristischerweise nur auf dieser, wie schon Rolle[2]) hervorhebt) bis 1950 m Höhe verfolgt werden können. Jedoch liefern die prächtigen Granatglimmerschiefer, die am Wege von Airolo zum Gotthardpaß anstehen, keine zur Bestimmung der oberen Gletschergrenze geeigneten erratischen Geschiebe; denn gleiche Gesteine finden sich in ebenso schöner Ausbildung in der Umgebung des Piano Pettanetto ob[3]) Rodi (ob. Leventina), wo Rolle einförmig „Glimmerschiefer", v. Fritsch[4]) „Gneis" angibt. Ähnlich verhält es sich mit manchen anderen auffälligen Gesteinen. Die Findlingsmethode wird im Kanton Tessin erst dann einigermaßen umfangreiche Anwendung finden können, wenn wir über die Verbreitung der durchaus nicht gleichartigen Gneise und Glimmerschiefer, die sich hier in der Zone der sedimentären Überfaltungsmulden finden, genauer orientiert sind. Leider sind die Erläuterungen zu Blatt XIX der geologischen Karte der Schweiz[5]), die diesem Zwecke hätten dienen können, äußerst kurz ausgefallen. Man kann eine erratische Bestimmung meist nicht als sicher gelten lassen, wenn sie auf einem Geschiebe beruht, dessen Ursprungsort unbekannt ist, und nur besonders günstige orographische Umstände gestatten es, auf dem vom Gneis des Seegebirges gebildeten Gipfel der Cima di Medeglia östlich des Cenerepasses den Tessiner

1) Ein charakteristischer Strahlstein, von Rolle mit diesem Namen belegt.

2) Das südwestliche Graubünden und nordöstliche Tessin. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz. Lief. XXIII. 1881. S. 22.

3) Die Präposition „ob" ist hier immer im Sinne: „von dem bezeichneten Ort in steilstem Anstieg bergwärts", die Präposition „oberhalb" für „talaufwärts von" gebraucht, und ganz analog sind „unter" und „unterhalb" verwandt.

4) Geognostische Karte des St. Gotthard, veröffentlicht von der Schweizer Eidgenossenschaft. 1 : 50 000. 1871. Nur im Text zu der v. Fritsch schen Karte (Das Gotthardgebiet. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz. Lief. XV. S. 83) findet sich die allgemeine Angabe, daß auf diesem Gebirgskamm u. a. granatreiche Talkglimmerschiefer vorkommen.

5) Taramelli (Boll. della Soc. geol. ital. IV. 1885. S. 285) nennt diese Arbeit „non molto abbondante di dettagli".

Gneis als sicher glazialerratisch zu betrachten (s. S. 21). Sonst kann man es bei Unkenntnis der petrographischen Verhältnisse in der Umgebung nirgends wagen, Gneis auf Gneis als erratisch anzusehen. — Um so häufiger vermag man in diesem Gebiet die Schliffgrenzmethode zu verwenden, und eine Häufung von kontrollierenden Beobachtungen dieser Art auf beiden jedesmaligen Talseiten von den verschiedensten Standpunkten aus ergibt eine befriedigende Genauigkeit.

B. Die obere Gletschergrenze im Bereich der zentralalpinen Hauptpässe und des M^te^ Cenere.

Im Schlußkapitel der „Alpen im Eiszeitalter" (S. 1141f.) schildert A. Penck in seiner Übersicht über die eiszeitliche Gletscherentwicklung der Alpen, wie sich zwischen der Schweiz, den oberitalienischen Seen und Oberbayern deutlich ein Gebiet maximaler Gletscherentwicklung heraushebt, in dem die zentrale Eisscheide nördlich der heutigen Hauptwasserscheide lag, so daß ein Überfließen, eine Transfluenz, des Eises über die Hauptpässe nach Süden stattfand. Ein solches wurde in dem genannten Werk für den St. Gotthard (S. 780), den Maloja (S. 277, 823), das Reschenscheideck (S. 275) eingehend besprochen, für den Simplon (S. 606), den Lukmanier (S. 428) und Brenner nebst Pfitscher Joch (S. 277, 853) wahrscheinlich gemacht. Ganz in den Rahmen dieses Bildes passen die Beobachtungen, die ich an den zentralalpinen Hauptpässen zwischen der Nufenen und dem St. Bernardin anstellte. Ihnen wenden wir uns zunächst zu, um so eine möglichst klare Vorstellung von der Höhe der Gletschergrenze und der Richtung der Gletscherbewegung an den Wurzeln der weiterhin zu betrachtenden Tessiner Eisströme zu erhalten.

1. Nufenenpaß. (Siegfriedatlas, Bl. 490 u. 491.)

Der westlichste dieser Pässe, die Nufenen, trägt morphologisch allerdings durchaus nicht die Spuren einer intensiven Eisbewegung aus dem Rhoneins Tessingebiet. Die tiefste Einkerbung der Paßmulde ist offenbar der relativ rascheren Verwitterung der granatführenden schwarzen Schiefer zuzuschreiben. Steigt man aus ihr gegen Norden zum Punkte 2503 auf, so sind hier auf dem fast senkrecht stehenden, N 70—80° E[1]) streichenden Gneise die Einzelformen des Geländes ebenfalls durchaus vom Verwitterungsprozeß bestimmt. Ihm und der Windwirkung danken wohl auch die beiden kleinen Seen ihren Ursprung, die die Karte verzeichnet. Sie sind nur die größten von zahlreichen kleinen Lachen derselben Art. Nördlich dieser Seen aber wird die Konsistenz des Gneises besser und gegen P. 2782 aufsteigend beobachtet man die schönsten Schliffe. Gleich bei den Seen laufen sie E 30° S, folgen also durchaus nicht der Gehängeneigung, sondern wurden offenbar von Eismassen geschaffen, die den Paß überschritten. Steigt man aber höher an (bis gegen 2600 m), so wird die Richtung eine mehr und mehr südliche. Ich verfolgte hier zwei sich kreuzende Systeme von Schliffrichtungen: E 40° S und E 50° S. Beide rühren offenbar vom Eise der den Paß flankierenden Gipfel her; das erste System wurde wohl geschaffen, als noch ein beträchtlicher Eisfluß über den Paß den Weg der von den nördlich aufragenden Höhen kommenden Gletscher nach E drängte, das zweite mag einer Phase entsprechen, in der letztere sich ungehinderter ausdehnen konnten. Wendet man sich in 2600 m Höhe langsam absteigend nach E, so beobachtet man, den eigentlichen Paß verlassend, die Richtung E 10° S, also einen dem Bedretto entlang gerichteten Eisfluß. Dieselbe Schliffrichtung findet man noch beträchtlich weiter östlich jenseit des bei P. 2576 beginnenden

1) Alle in dieser Arbeit angegebenen Richtungen beziehen sich auf den astronomischen Meridian. Die Richtungsmessungen beanspruchen im allgemeinen keine größere Genauigkeit als 5°. Die Deklination wurde mit 10° in Rechnung gebracht.

Tälchens. In diesem selbst aber paßt sich die Richtung des Bodenflusses sofort dem Terrain an: man findet bis an seine Stufenmündung heran E 50—55° S. Das Gesamtbild dieser Schliffrichtungen macht zweifellos, daß das überfließende Eis von Westen, nicht von Osten kam. Beobachtungen über die obere Gletschergrenze in der weiteren Umgebung des Nufenenpasses gestatten durchaus denselben Schluß, den uns die Schliffrichtungen nahe legen. Nördlich Obergestelen im Rhonetal ist die obere Gletschergrenze des Rhonegletschers durch erratische Funde (beim Obertal, Kühtal) in 2600—2700 m festgelegt.[1]) In derselben Höhe beobachtet man fortlaufend eine Schliffgrenze unter dem Grat zwischen Unteraar- und Rhonetal. In der Umgebung des Nufenenpasses liegt sie aber bedeutend tiefer: unter P. 2782 in 2600 m, unter Pizzo nero in 2550 m, unter P. 2529 in etwas über 2450 m. Auffällig tief beobachtet man sie auch südlich des obersten Eginentales an den sich senkrecht aufbäumenden schwarzen Schiefern des Faulhorns: in ca. 2550 m. Nach allem ist anzunehmen, daß die Gletscheroberfläche über dem 2440 m hohen Paß in etwa 2550 m lag, und daß von NW über den Paß nach Osten ein schwacher Gletscherfluß stattfand. Doch wurde dieser wohl vom Eise der unmittelbaren Umgebung, nicht vom Rhonegletscher selbst, bestritten, so daß Brückner recht behält, wenn er behauptet, daß die Bifurkationen des Rhonegletschers über die Grimsel und den Simplon die beiden einzigen gewesen seien (A. i. E. A. S. 606). Denn der prächtige Trog des unmittelbar westlich benachbarten Eginentales wurde offenbar von Eis durchströmt, das in dessen Talrichtung (zuerst ENE, dann NW) zum Rhonegletscher floß.

2. S. Giacomopaß. (Siegfriedatlas Bl. 491, 494, 495.)

Von der Nufenen senkte sich die Eisoberfläche langsam ins obere Bedrettotal. Die Talgehänge weisen hier ziemlich hoch hinauf eine ausgedehnte Moränenbekleidung auf. Schmidt und Preiswerk[2]) verzeichnen eine solche auf A. Corno, Pian tondo, unter Val Dolgia, auf A. Stabiascio, A. Val Piano, A. Monigolo. Allerdings könnte man leicht den Fehler begehen, die obere Gletschergrenze auf der linken Talseite, im Bereich des P^{zo} Rotondogranits, viel zu tief, vielleicht in 2160 m[3]) Höhe zu suchen, indem man die äußerst markante Grenze des harten Granits, der sich in unzähligen wirren Spitzen und Zacken erhebt, gegen die weicheren Glimmergneise[4]) für einen Schliffbord hält. Doch gewährt hier der Grat, der in der von Trümmern und Gletschern überströmten Nische zwischen Kühbodenhorn und P^{zo} Rotondo sich gegen Süden vorstreckt und die Alpe nuova abschließt, einen guten Anhalt. An ihm läßt sich die Schliffgrenze zu etwa 2370 m[3]) festlegen. Auch an dem Grat, der in braunrötlicher Tönung, mit wilder Kühnheit, dem berühmten Pétéretgrat des M. Blanc nacheifernd, sich zum Poncione di Ruino und P^{zo} Rotondo aufschwingt, gewahrt man eine deutliche Schliffgrenze in der gleichen Höhe. Südlich des Giacomopasses, in der Val Formazza, muß das Eis über Oberfrut ca. 2400 m Höhe gehabt haben, also genau so hoch gestanden sein, wie nördlich von S. Giacomo im Bedretto. Über dem wundervollen Troge des Neufelgiutales unter P. 2821 der Banhorngruppe findet sich hier nämlich eine großartige Schliffgrenze in 2550 m Höhe, desgleichen unter P. 2640 der Brunnihorngruppe. In

1) E. v. Fellenberg, Beiträge z. geol. Karte d. Schweiz XXI. S. 77.

2) Geologische Karte der Simplongruppe. 1 : 50 000. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz. Lief. XXVI. Spezialkarte Nr. 48. 1906.

3) Diese öfters wiederkehrenden, durch 30 teilbaren Höhenangaben wie 2160 m, 2370 m sind durch den Isohypsenabstand der Siegfriedkarte von 30 m bedingt. Sie sollen also nicht etwa bis auf 10 m genaue Werte liefern, sondern nur besagen, daß die betreffende Höhe mit der der Isohypse von 2160 m, 2370 m usw. am besten übereinstimmt.

4) Schon v. Fritsch macht auf diesen fundamentalen Formengegensatz aufmerksam; vgl. l. c. S. 50.

etwas geringerer Höhe lagerte sich unter dem Rotebalmhorn der Firn an den dunkelbraunen Fels. Ebenfalls in ca. 2550 m ist die Schliffgrenze gegenüber unter dem Thälihorn[1]) zu suchen. Die Geländekonfiguration macht jedoch durchaus den Eindruck, daß das Eis über der Mitte des Tales wenigstens 100 m tiefer gestanden haben muß, und so ergibt sich eine Eishöhe von 2400—2450 m über Oberfrut (Tosafall). Demnach ist an eine Eisbewegung über den Passo S. Giacomo hinweg nicht zu denken. Derselbe wird eine ganz flache Eisscheide gebildet haben, denn die Gratformen reichen ziemlich weit zu dem 2308 m hohen Paß herunter und schließen den Gedanken an eine beträchtliche Eismächtigkeit über der Wasserscheide aus. Die Umgebung letzterer, von leicht verwitternden Schiefern gebildet, von grünbrauner, kurzer, aber dichter Vegetationsdecke überzogen, ist etwaigen Gletscherschliffbeobachtungen durchaus ungünstig. Ein weiterer Verfolg der oberen Gletschergrenze des dem Toce tributären Formazzatales hat für uns, die wir allein die Tessiner Täler studieren wollen, kein Interesse. Nur eigens zur Lösung der Frage der Eisbewegung auf dem S. Giacomopaß haben wir uns mit der Gletscherhöhe in der obersten Val Formazza befaßt. Wir wenden uns daher jetzt das Bedretto abwärts, dem Gotthard zu.

3. St. Gotthardpaß. (Siegfriedatlas Bl. 398, 491, 503.)

Es ist nicht leicht, die obere Gletschergrenze in der Umgebung von Airolo festzulegen. Die Findlingsmethode versagt hier noch durchaus. Sicher ist, daß auf der linken Talseite oberhalb Airolo die seitlichen Firnmulden unter dem Nunatak der Motta di Vinei in 2400 m, südlich des Passo Lucendro etwas tiefer sich zusammenschlossen. Doch hat sich die Eisoberfläche von hier gegen die Talmitte sicher noch beträchtlich gesenkt, denn auf der rechten Seite, an dem Nordpfeiler des Poncione di Vespero weichen die Gratformen den runden erst in etwas über 2100 m. Auf eine ähnliche Eishöhe läßt unterhalb von Airolo das Kar westlich von P^{zo} Pettano und gegenüber eine Schliffgrenze unter Poncione Tremorgio sowie unter P. 2272 westlich Alpe Carra schließen. Über Airolo hatte das Eis also eine Höhe von etwa 2100 m. Nördlich des Gotthard, an der Schöllenen, beobachtete aber Brückner eine Schliffgrenze in 2400 m Höhe (A. i. E. A. S. 604. 606) und folgerte, daß das Eis des Reußgebiets in rund 300 m mächtigem Strom den Paß überschritten habe. Wie aber schon Penck ausführte (A. i. E. A. S. 780), liegen die Verhältnisse beim Gotthardpaß etwas komplizierter. Der ganze Formenschatz des Tales der Gotthardreuß nördlich des Passes, z. B. die Stufe des Mätteli oberhalb des prächtigen Gamsbodentrogs, weist auf eine nordwärts gerichtete Eisbewegung. Dasselbe tun Gletscherschliffe an der oberen Kehre des Mätteli in N 5° E-Richtung, dasselbe alle Rundhöcker bis Rodont hinauf. Auf der eigentlichen Paßhöhe und unmittelbar nördlich von ihr ist es aber anders. Hier wenden die Rundhöcker allenthalben die Leeseiten nach Süden, und Schliffe[2]) bekunden ebenfalls einen Eisfluß in dieser Richtung. Ich bin daher ganz der Ansicht Stapffs[3]), daß der Lucendrogletscher sich beim Eintritt in die Paßfurche gabelte; ein Teil des Eises wandte sich nach Norden und erzeugte hier bei „Motlone" die nordöstlich gerichteten Rundhöcker, der andere bog nach Süden ab und floß über die

1) Vgl. auch die Abb.: „Le due sponde della Val Formazza" im Boll. del C. A. J. pel 1901. S. 144.

2) E 50° S beim G von S. Gottardo auf der Siegfriedkarte, E 40° S beim N von N. F. 55, E 42° S an der nördlichen Gabelung der alten und neuen Straße.

3) Geologische Beobachtungen im Tessinthal während Tracierung und Baues der Gotthardbahn. Berlin 1883. J. F. Starcke. S. 64. — Diese Arbeit enthält folgende Kapitel: 1. Bau des oberen Tessintales. 2. Strandbilder. 3. Gletscher. 4. Seebildungen. 5. Spuren der ältesten Bewohner. Kap. 1—3 dieser Arbeit ist auch in der Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. Bd. XXXIII. 1881 und XXXIV 1882 erschienen. Es wird jedoch immer die Seitenzahl des allein die ganze Abhandlung enthaltenden Separats zitiert.

Paßhöhe. Der Gotthardpaß bot also in der Hocheiszeit ähnliche glaziale Strömungsverhältnisse, wie sie heute noch das Hochjoch in den Ötztaler Alpen zeigt. Daß das Lucendrotal tatsächlich beträchtliche Eismassen barg, beweisen die wundervoll geschliffenen Rundhöcker der Talsohle, die hohen Schliffgrenzen auf beiden Seiten unter Pzo la Valetta (etwa 2600 m) und unter Ywerberhorn[1]) (etwa 2700 m). Direkt nördlich des Lucendrotales erstreckt sich eine einzige reich modellierte hochgelegene Rundhöckerlandschaft. Ein Teil des Lucendroeises, vermehrt um das der anderen kleineren westlichen Seitentäler der Gotthardreuß, scheint über diese Höhen hinweggegangen zu sein. Ich kann daher die Ansicht Pencks, daß der Eisscheitel 4 km nördlich des Passes an der Grenze der Kantone Uri und Tessin lag, nicht teilen, sondern suche ihn vielmehr im Einklang mit Stapff in der Breite des Lucendrosees. Darauf deuten auch schon die Höhen der Schliffgrenze über der Paßfurche. Diese ist unter der Furkaegg als prächtiger Schliffbord in etwa 2450 m, in unmittelbarer Nachbarschaft des Passes aber, am M. Prosa, in durchaus äquivalenter Position, in etwas größerer Höhe entwickelt.

Die Gletschermächtigkeit über der Höhe des 2112 m hohen Passes betrug somit höchstens 350 m. Rütimeyer[2]) jedoch gibt sie zu 600—700 m an. Er definiert die Gletschermächtigkeit als „vertikale Distanz zwischen Paßhöhe und oberer Gletschergrenze" (an den Talflanken). Diese Definition entspricht aber, wie aus den vorangesetzten theoretischen Bemerkungen hervorgeht, häufig der Wirklichkeit nicht: Von der Schliffgrenze unterm Ywerberhorn zur Paßmitte hatte das Eis ein beträchtliches Gefälle. So erklärt sich die leicht zu irriger Auffassung Anlaß bietende Angabe Rütimeyers.

4. Cadlimopässe und Lukmanier. (Siegfriedatlas Bl. 411, 412, 503).

In beträchtlich umfangreicherem Maße als in den bisher geschilderten Fällen hat ein Überfließen des Eises über den Lukmanierpaß und die Scheide zwischen Val Cadlimo und Piora stattgefunden. Die Bergeinfassung der dem Rheine tributären Val Cadlimo ist auf der Nordseite im Mittel wenigstens 300 m höher als auf der Südseite, und letzterer Höhenzug ist wieder der höchste Teil der Umrahmung der nach Westen zum Tessintal weit geöffneten Val Piora. So sind die orographischen Verhältnisse für einen umfassenden Eisüberfluß über die heutige Rhein-Po-Wasserscheide die denkbar günstigsten. In der Tat war auch die Val Cadlimo hoch hinauf mit Eis gefüllt. Die obere Gletschergrenze läßt sich in ihr zwar nicht überall exakt festlegen, sicher lag sie aber am Abfalle von P. Tenelin (2851 m) nicht unter 2650 m Höhe. Südlich der Val Piora beobachtet man aber eine westwärts sich senkende Schliffgrenze von (im Mittel) 2300 m Höhe. Wie auch die Richtung der Rundhöcker (unten in der Val Cadlimo gegen Osten, in der Umgebung der Seen Lago scuro und Lago dello Stabbio aber gegen Süden) lehrt, floß das Eis also durch die Lücken der Schichtstufe zwischen Punta nera und Pzo del Uomo, in denen uns jedesmal ein See begrüßt, nach Süden über, und ergoß sich, nach der Karte zu schließen, auch über die Bocca di Cadlimo ins Canariatal.

Den vornehmlichsten Beweis für eine südwärts gerichtete Eisbewegung auf dem Lukmanierpaß bieten die äußerst zahlreichen Blöcke des Medelser Protogins[3]) mit den auffallenden, großen, weißen Feldspäten in der Moränenablagerung, die zwischen der Paßhöhe und dem weiter südlich bei P. 1822 mündenden kleinen Wasserriß an letzterem und

1) S. die prächtige Photographie von N. Hinder im Jahrb. d. Schweizer Alpenklubs 1903/04. S. 98.

2) Über Thal- und Seebildung. Basel 1869. S. 28.

3) S. geol. Karte d. Schweiz 1 : 100 000. Bl. XIV. Petrographische Beschreibungen des Medelser Protogins bei G. v. Rath, Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1862. S. 405. K. v. Fritsch, Beiträge XV. S. 59f. A. Heim, Beiträge XXV. S. 219ff. Es scheint mir nach Zahl und Lagerung der Blöcke unmöglich, dieselben aus dem von Heim S. 219 erwähnten (offenbar sehr kleinen, da v. Fritsch und Rolle völlig entgangenen) Vorkommnis am Scai abzuleiten.

an der Straße dem Dolomit an- und aufgelagert ist. Zwei gewaltige erratische Blöcke desselben Gesteins am Ende des Piano di Segno in der Val S. Maria lassen denselben Schluß zu. Schliffgrenzbeobachtungen[1]) bestätigen ihn. Die Rundhöcker der Paßhöhe (mit Schliffen in E 55° S) sind, wie schon Penck (A. i. E. A. S. 428) erwähnt, nach Süden gewendet. Doch ist die Eisscheide kaum weit nördlich des Lukmanier zu suchen; denn Cristallinagranit, Streifengneis und Medelser Protogin sind auch in namhaften Mengen nordwärts transportiert worden. Sie finden sich nach Heim[2]) als erratische Blöcke äußerst zahlreich ob Curaglia gegen die Carvera hinauf, unterhalb von Disentis auf der Alpe Laus und an anderen benachbarten Orten, und Heim fand den Cristallinagranit noch am linksseitigen Bodenseeufer. Das beweist, daß die Eisscheide im Medelser Tal jedenfalls südlich von Curaglia lag. Denn nur unter dieser Voraussetzung ist der Transport von Medelser Protogin und Cristallinagranit in die Gegend von Disentis verständlich.[3]) Wahrscheinlicher ist jedoch, daß die Eisscheide sogar noch mehr gegen den Lukmanier zu, bei Perdatsch lag, wo die Val Cristallina mündet, so daß der Cristallinagletscher den ganz vorzugsweise in seinem Bereich anstehenden Cristallinagranit nach Norden transportieren konnte.

5. Greina. (Siegfriedatlas Bl. 412.)

Die Greina stellt ein von Camona bis Scaletta 7 km langes, sehr hoch (2200 bis 2360 m) gelegenes Längstal dar, das sich zwischen die beiden Quertäler Somvix und Camadra einschaltet und in vielen Einzelheiten eine nicht bloß äußerliche Ähnlichkeit mit dem bekannten Urserental besitzt. Die zum Tessin entwässernde Val Camadra war bedeutend weniger hoch mit Eis gefüllt als die Greina selbst. Liegt doch, am Ende mehrerer Sporne deutlich sichtbar, die Schliffgrenze im Bereich der Alp Centovalli nur ca. 2350 m hoch, also fast 900 m unter der Spitze des sich unmittelbar darüber erhebenden P. Medel. Am nördlichen Gehänge der Greina aber, südwestlich des P^{zo} Gaglianera, unterschnitt das Eis erst in 2700 m Höhe den Fels, und in noch größeren Höhen weichen die zackigen Sporne, die Gaglianera- und Greinagletscher trennen, der auf dem gelblichgrauen Streifengneis besonders prächtig erhaltenen Rundbuckellandschaft. Daraus läßt sich, auch ohne daß auf den glänzenden, braunschwarzen Schiefern der südlichen Talseite der Greina unter P^{zo} Coroi eine Schliffgrenze bemerkbar ist, doch schließen, daß die Greina bis zu ansehnlicher Höhe mit Eis erfüllt war; über der jetzigen Wasserscheide (2360 m), Passo crap genannt, mag das Eis vielleicht 2600 m Höhe gehabt haben. In den Talschluß von Val Camadra senkte es sich von allen Seiten wie in einen Kessel hinab. In beträchtlichem Strome mußte es von dem östlichen Teil der Greina aus gen Süden die Paßfurche von Monterascio zwischen P^{zo} Coroi und Piz ner durchfließen, da südlich der Val Luzzone die Eishöhe in 2280 m angezeigt ist. Das beweisen die häufigen großen Streifengneisblöcke, die man auf der Monterascioalp[4]) und in der oberen Val Luzzone findet.

Wo die Eisscheide lag, kann mit Sicherheit nicht entschieden werden. Sie erst weit nördlich im Somvixer Tal zu suchen, wäre verfehlt: dasselbe birgt den Medelser Protogin als Erratikum (Heim, l. c. S. 430). Die Eisscheide muß also südlich der Einmündung der Val Lavaz gelegen haben. Aber

1) Am Ostgrat des P^{zo} Rondadura in 2500 m; höher (2550 m), aber auch sehr zurückliegend an dem Grate, den der Nordgipfel des Scopi (3119 m) gegen Westen entsendet; am Sporn, den P^{zo} dell'Uomo gegen S. Maria vorschickt, in etwas über 2400 m; in gleicher Höhe am Ostabfall des Scai; unter P^{zo} di Campello kann das Eis höchstens 2300 m hoch gestanden haben.

2) Beiträge XXV. S. 430, 223.

3) S. die Verbreitung dieser Gesteine auf der geol. Karte d. Schweiz 1 : 100 000, Bl. XIV.

4) Schon von Heim erwähnt, Beiträge XXV, S. 479.

auch die Umgebung von „Greina Carpet" trägt noch die Spuren eines intensiven Eisflusses augenfällig an sich. Das veranlaßt mich, die Eisscheide mehr in der Gegend des Passo crap zu suchen.

6. St. Bernardinpaß. (Siegfriedatlas Bl. 505.)

Am eingehendsten habe ich das Überfließen des Eises am St. Bernardinpaß studiert. Die Resultate meiner Untersuchungen sind auf der beigegebenen Karte der „Transfluenzstufe des St. Bernardin" (Tafel I) dargestellt. Die Kammeinfassung des obersten Hinterrheintales („Rheinwald" genannt), sonst bis 2900 m und höher aufsteigend, zeigt oberhalb des Dorfes Hinterrhein in ihrer Südhälfte in einer Breite von 4 km eine auffällige Lücke. Bis 1950 m Höhe bilden hier die steilen Trogwände, die auch sonst die Regel sind, die Talflanke. In dieser Höhe aber setzen plötzlich gegen Süden äußerst sanfte Böschungen ein. Das Gelände hebt sich noch langsam bis (im Mittel)[1]) 2100 m empor, um dann nach Süden auf 1600 m beim Dorfe S. Bernardino abzusinken. Eine kleine Komplikation dieses einfachen Geländebildes tritt nur im SW durch die Einmündung des Mucciatales ein, dem eine beträchtliche Übertiefung mit steileren Böschungen folgt. Schroffe Erhebungen, die im Westen 2900 m, im Osten 2700 m Höhe übersteigen, begleiten fortlaufend diesen Depressionsstreifen und lassen ihn als eine „Paßfurche"[2]) erscheinen, die St. Bernardin genannt wird. Im Osten stellen diese Erhebungen die Schichtköpfe der mittelsteil ostwärts fallenden Bündner Schiefer[3]) dar, deren Liegendes, ein dünnplattiger, stellenweise schiefriger, leicht verwitternder Gneis, die Paßhöhe bildet, während die westlichen Erhebungen aus anscheinend resistenzfähigeren Gneisen und stellenweise sehr große Granaten führenden Glimmerschiefern bestehen.

Die Physiognomie der Paßoberfläche ist in erster Linie bestimmt durch die unzähligen, nach Westen schauenden Schichtköpfe des plattigen Gneises[4]), die von übersichtlicher Höhe sich dem Auge wie ein Meer erstarrter Wellen darbieten. Genauere Beobachtung entdeckt jedoch, daß es eigentlich zwei Formengattungen sind, die sich wie zwei Schwingungssysteme übereinanderlagern: der schon erwähnte gröbere Zug der vielen kleinen Schichtstufen und der feinere einer gegen Süden gerichteten Rundhöckerlandschaft. Daß letzterer durchaus nicht fehlt, erkennt man in überzeugender Weise, wenn man mitten in dem Gewirr dieser Wellen steht und auf den Unterschied ihres Anblicks gegen Norden und gegen Süden aufmerksam wird: gen Norden schauend gewahrt man nur brüchige, nach Westen jedesmal höher werdende Steilfälle, gen Süden aber allenthalben weiche, runde Buckel.

Weist dieser Zug der Landschaft schon auf eine ehemalige nach Süden gewandte Gletscherbewegung, so lassen die Beobachtungen über die obere Gletschergrenze den gleichen Schluß zu. Die bisher gemachten Angaben über die obere Gletschergrenze des ehemaligen Rheingletschers in der Nähe der Klubhütte im Zapport sind bedeutend zu niedrig gegriffen.[5]) Allerdings ist es nicht leicht, eine genaue Höhe für die obere Gletschergrenze des obersten Hinterrheintales anzugeben, doch genügt der Hinweis, daß der Nunatak des Paradieshörnli unten in über 2800 m vom Eise berührt wurde, daß man unter dem Güferhorn in ca. 2750 m eine Schliffkehle gewahrt, und daß etwas talabwärts, direkt nördlich des Bernardinpasses, am oberen Heuberg in

1) Die Wasserscheide beim Berghaus liegt 2063 m hoch, die Straße hält sich etwa 1 km lang auf 2060 m Höhe.

2) H. Wagner, Lehrb. d. Geographie. I. 7. Aufl. S. 387.

3) S. Einleitung S. 7.

4) G. vom Rath. Geognost. - mineralog. Beobachtungen im Quellgebiet d. Rheines. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1862. S. 475.

5) F. v. Salis. Über Gletscherschliffe usw. Jahrb. d. Schweizer Alpenklubs. 1872/73. S. 527 und G. vom Rath, l. c. S. 470.

nahezu 2500 m Rundformen an Stellen vorherrschen, deren Lage eine Entstehung durch seitliche Hängegletscher unwahrscheinlich macht, um eine Vorstellung von der ansehnlichen Höhe der Oberfläche des alten Rheingletschers zu geben. Einige Kilometer südlich des Bernardinpasses, über dem Mesoccotal, liegt die Schliffgrenze jedoch viel tiefer. Am NE-Grat des P^zo di Muccia findet man sie in 2220 m, weiter talab ist sie auf derselben Talseite an den Graten, die die Alta Burrasca gegen A. d'Arbioea vorschickt, zweimal in 2100 m sehr scharf ausgeprägt. In direkter Nachbarschaft der Paßhöhe fehlt eine deutliche Schliffgrenze. Die obere Gletschergrenze ist hier in etwa 2350 m Höhe zu suchen.[1])

Durch diese Zahlen wird eine Transfluenz des Gletschereises über den St. Bernardin sehr wahrscheinlich gemacht: der mächtig angeschwollene, in eng begrenztem Bette in ENE-Richtung fließende Gletscher des Rheinwald fand also plötzlich eine Lücke in den dämmenden Wänden, er floß durch diese nach Süden über, wie ein Fluß, der zu einem Teil über ein seitliches Wehr überfällt. Dabei mußte sich seine Höhe beträchtlich mindern. Um welchen Betrag das geschah, ist noch unbekannt. Jedoch muß seine Höhe über 2100 m geblieben sein, da diese Zahl für die obere Grenze des Rheingletschers bei Chur festgestellt ist[2]), und der Rheingletscher bis zu diesem entlegenen Punkte sicher auch bei geringem Gefälle eine beträchtliche Höhendifferenz überwinden mußte.

Ein ansehnliches Überfließen des Eises über den St. Bernardinpaß nach Süden, wie es durch diese Bemerkungen über die obere Gletschergrenze wahrscheinlich wird, läßt sich durch Schliffbeobachtungen direkt erweisen. Die Verhältnisse liegen hier für solche Untersuchungen insofern günstig, als an der ausschlaggebenden Stelle der westlichen Marschölalp der daselbst anstehende Gneis Gletscherschliffe gut konserviert, was für den größeren Teil der Paßfläche nicht der Fall ist. Man beobachtet dort, beim ungefähren Verfolg einer Stromlinie nach Osten ein mehr und mehr sich geltend machendes Umbiegen gegen Süden, ebenso zeigt sich bei einem Aufstieg ungefähr senkrecht zu den Stromlinien, daß die höheren Schliffe immer mehr von der Nordrichtung abweichen. Dies zeigen deutlich die folgenden Beobachtungsreihen[3]):

a) Zwei Gänge aus der Gegend der beiden kleinen Gerinne, die auf der Siegfriedkarte das „Fl." von Rhein Fl. einschließen, in östlicher Richtung.
   1. von ca. 2050 m Höhe über den Marschölsee zu der letzten Wegkehre nördlich des Berghauses: 70°, 90°, 105°, 130°, 140°, 160°, 170°.
   2. von ca. 2200 m Höhe mehr westlich zum Berghaus: 70°, 80°, (120°), 90°, 100°, 120°, 145°, 160°, 165°.

b) Aufstieg in der Gegend der erwähnten Gerinne von ca. 1920 m auf ca. 2100 m: 55°, 60°, 75°, 90°, 105°.

Während also die tiefliegenden Stromlinien des alten Rheingletschers ohne Störung in dem Kanal des Rheintales entlangliefen, bogen die höheren gegen Süden ab, die am höchsten und am weitesten rechts gelegenen am ersten und energischsten, später und in weiterem Bogen die sich nach links und nach unten zu anschließenden.

Auf Grund der eben mitgeteilten und zahlreicher anderer Schliffbeobachtungen, von denen alle brauchbaren verzeichnet sind, wurde die Karte der hocheiszeitlichen Stromlinien des Gletscherbodens für die Umgebung des St. Bernardinpasses (Tafel I) gezeichnet, indem Kurven gezogen wurden, die in ihren einzelnen Punkten die gemessenen oder aus benachbarten Messungen

1) Die ungefähr in dieser Höhe westlich des Passes in der Umgebung von P. 2347 vorhandenen prächtigen Rundhöcker sind aber, wie die Richtung der dortigen Schliffe beweist (s. Tafel I), auf postglaziale Seitengletscher zurückzuführen.

2) S. A. i. E. A. S. 427f., vgl. auch A. Rothpletz, Geologische Alpenforschungen I. S. 65.

3) Azimut rechtweisend von Norden über Osten gemessen.

interpolierten Schliffrichtungen zu Tangenten haben. Dieser Darstellung kommt selbst in dem bestbekannten Gebiet der westlichen Marschölalp nur eine beschränkte Genauigkeit zu. Denn in Wirklichkeit lagern sich über diese so angegebene Bewegung noch andere verworrene, durch kleine Bodenunregelmäßigkeiten bedingte Bewegungen niederer Ordnung, von denen wir noch zu reden haben werden. Bei der Wahl des Abstandes benachbarter Stromlinien war das bei solchen Darstellungen natürliche und stets angewendete Prinzip maßgebend, daß die Querschnitte der durch die Stromlinien abgegrenzten Stromröhren in gleichen Zeiten von gleichen Eismengen passiert werden, daß die Abstände der Stromlinien also den Geschwindigkeiten umgekehrt proportional sein sollen. Doch brauchte dieses Prinzip selbstverständlich nur beim Eintritt der einzelnen Stromlinien in die Karte beachtet zu werden, im weiteren Verlauf ergibt sich dieses von selbst, was auf dem Begriff der Stromlinie und der Tatsache beruht, daß deren Richtung durch die Gletscherschliffrichtung stets gegeben war.

Im SW der Karte, im Bereich der bedeutenden Übertiefung des Mucciatales, scharen sich die Stromlinien in ungezwungener Weise sehr eng und gestatten so den Schluß, daß das Eis hier eine beträchtliche Geschwindigkeit besaß. Bedeutende Übertiefung und große Geschwindigkeit des eiszeitlichen Gletschers fallen hier also örtlich zusammen. Die Frage eines genetischen Zusammenhanges wird uns im 5. Kapitel beschäftigen.

Gemäß der verschiedentlich an rezenten Gletschern konstatierten und theoretisch geforderten Tatsache, daß die Bodengeschwindigkeit mit der Mächtigkeit des überlagernden Eises abnimmt[1]), wurden die Stromlinien gegen die obere Gletschergrenze zu allmählich weiter, die im Norden des Passes einsetzenden, von dem aus der Mitte des Rheingletschers auf den Fels des Passes überströmenden Eise[2]) gebildeten Stromlinien sehr weit auseinander gezeichnet.

Schon die eben erwähnten Punkte verraten eine gewisse Willkür, die bei diesem kartographischen Versuche unumgängig war. Andere Punkte verstärken dieselbe noch. Natürlich spielt hier, wie bei einer jeden solchen kartographischen Darstellung, die Schwierigkeit, ein lückenloses Material für das ganze Gebiet zu erhalten, eine große Rolle. Der schon erwähnte Gneis der östlichen Marschöl- und Thälialp ist der Erhaltung der Schliffe äußerst ungünstig. Finden sich auf ihm doch Ansätze zu Karrenformen! Der südöstliche Teil des Paßgebietes stellt ein mit Rasen und Alpenrosengebüsch bedecktes Gelände dar, aus dem weniger, meist brüchiger Fels hervorragt, und ist somit für Gletscherschliffbeobachtungen ganz ungeeignet. Glücklicherweise ist in diesen Gebieten eine Komplikation der Gletscherbewegung kaum zu erwarten. Die Eintragung aller in Betracht kommenden Schliffe auf der Karte macht es leicht, im einzelnen stets zu entscheiden, wo die Führung der Stromlinien auf Beobachtung, und wo sie auf Vermutung beruht.

Ein weiterer störender Faktor an der nordwestlichen Grenze des Beobachtungsgebietes ist das starke Vorwiegen postglazialer Schliffe (s. Tafel I). Die Darstellung des Gletscherflusses des oberen Mucciatales beruht ausschließlich auf solchen. Doch wirken sie hier nicht störend, da die hocheiszeitliche Gletscherbewegung hier kaum anders gewesen sein kann.

Während schließlich auch die genaue Festlegung der Schliffe an der Hand der für diese Zwecke nicht eingehend genug gearbeiteten Siegfriedkarte[3]) Schwierigkeiten machte, so war ein letztes erschwerendes Moment der Umstand, daß der

1) S. H. Heß. Die Gletscher S. 147. Für den Hintereisferner ließ sich das Verhältnis: Oberflächengeschwindigkeit zu Bodengeschwindigkeit mutmaßlich auf ungefähr 4:1 feststellen. Vgl. auch: S. Finsterwalder, Der Vernagtferner. Wiss. Erg.-Hefte zur Zeitschr. des D. u. Oe. Alpenvereins. 1. Bd. 1. Heft. S. 63 und Taf. I. H. Heß. Untersuchungen am Hintereisferner. Ebenda. 1. Bd. 2. Heft. S. 60 f. u. Taf. VI.

2) Wegen dieser bedeutsamen Folgerung s. S. 31.

3) Bl. 505, Aufnahme von H. Siegfried vermutlich in den 50er Jahren des vorigen Jahrhunderts.

einzelne Schliff über die Bewegungsrichtung des Eises von einer Größenordnung, wie sie dargestellt werden konnte und sollte, häufig durchaus nichts aussagt.[1]) Man beobachtet nämlich in der Art, wie Hindernisse kleiner Größe, besonders Rundhöcker, vom Eise überwunden werden, im Gebiet des St. Bernardinpasses einen durchgreifenden Unterschied zwischen hocheiszeitlichen und postglazialen Stromlinien: die postglazialen Gletscher überflossen die Hindernisse, die hocheiszeitlichen umflossen sie nach Möglichkeit. Vor dem heutigen Mucciagletscher z. B. sind die Rundhöcker ohne Rücksicht auf deren Gestalt mit einem System ganz frischer paralleler Striemen überzogen. An einem Rundhöcker der westlichen Marschölalp aber divergieren die Richtungen der alten Schliffe auf ca. 20 m Entfernung um 35°: 70° Abweichung von Norden wurde auf der Nordseite, 105° auf der SW-Seite des Rundhöckers gemessen. Die mittlere Richtung des Eises mag hier rein östlich gewesen sein. Noch auffälliger ist ein zweites Beispiel. Östlich des Lago Moësola, wo die Karte eine fast rein südliche Gletscherbewegung zeigt, maß ich auf der Westseite eines sich dem Eise gerade entgegenstellenden kleinen Rundhöckers S 35° W, auf der Ostseite S 50° E, also 85° Divergenz der Schliffrichtungen auf wenige Meter Entfernung! Es mußten daher wenigstens doppelt so viel Schliffe, als auf der Karte verzeichnet sind, gemessen werden, um ein einigermaßen wirkliches Bild von den großen Zügen der Gletschertransfluenz zu erhalten.

Ein ganz ähnliches Bild der Transfluenz, wie wir es soeben beim Bernardinpaß betrachteten, gewährt am Südrand unseres Bereiches der schon im Schmelzgebiet der Tessiner Gletscher gelegene M^te Cenere. Wir schließen die Reihe unserer Paßstudien daher am besten mit ihm. Wir erhalten dabei zugleich Anhaltspunkte für die Höhe der oberen Gletschergrenze in der breiten Längstalfurche zwischen Locarno und Bellinzona, in die die Eisströme fast sämtlicher Tessiner Täler sich herabsenkten, und gewinnen damit einen Wert für die tiefste Lage der oberen Gletschergrenze in unserem Studiengebiet überhaupt. Der folgende Abschnitt wird dann zu schildern haben, wie die obere Gletschergrenze in den Tessiner Tälern zwischen den so erhaltenen Grenzwerten an der zentralalpinen Wasserscheide und im äußersten Süden verlief.

7. M^te Cenere. (Siegfriedatlas Bl. 515[2]), 538.)

Unterhalb Bellinzona zeigt die südliche Flanke des Tessintales zwischen P^zo di Corgella (1703 m) und M. Tamaro (1967 m) eine weite Lücke. Die Höhe derselben hält sich im Osten und in der Mitte zwischen 1000 m und 1200 m, steigt dann in der Cima di Medeglia auf 1265 m an, um schließlich kurz vor ihrem westlichen Ende eine schmale, aber äußerst auffällige, bis 553 m herabgreifende Einkerbung, den M. Cenere, aufzuweisen. Die Oberfläche dieser Lücke zeigt also ein viel unregelmäßigeres Relief als die Paßfurche des St. Bernardin. Sie stimmt mit letzterer aber darin überein, daß sie überall wohlgerundete Formen zeigt, die sich gegen die Grate und Steilfälle des P^zo di Corgella und Camoghè im Osten, der Tamarogruppe im Westen auffällig abheben. Die ganze weite Einsattelung stellt eine Rundhöckerlandschaft großartigsten Maßstabes dar, ganze Berge, wie M. di Pedrinasco (1193 m), Gipfel 1119 m westlich von diesem, sind weiter nichts als nach Süden gewandte Rundhöcker größter Dimension, kleinere, wie die drei Kuppen, die die Karte westlich von P. 1119 m verzeichnet, fallen durch besonders gut erhaltene Form auf, die ganze Landschaft legt den Gedanken an einen ausgedehnten, etwa 8 km breiten Eisfluß über diese Einsattelung gen Süden hinweg sehr nahe. Andere Spuren der Gletscherwirk-

1) Vgl. Heim, Gletscherkunde, S. 355.

2) Die Blätter 512 und 515 des Siegfriedatlas sind bisher nur in einer heute im Handel nicht mehr erhältlichen, provisorischen Aufnahme erschienen.

samkeit bestätigen diese Vermutung vollkommen. Die Spuren der ablagernden Tätigkeit des Gletschers sind in der Umgebung des Cenerepasses recht zahlreich. Mitunter beobachtet man eine umfangreiche Moränenbekleidung der Gehänge, so nördlich des Passes am Wege von S. Martino bei Giubiasco nach Vigana[1]), so gleich südlich der tiefsten Paßeinsattelung, wo ich prächtig gekritzte Serpentingerölle von der Alpe Cassimoi als Erratika fand, und wo man besonders häufig die Syenite der Passo Jorio-Gegend antrifft. Die „Carta geologica della regione dei tre laghi" von T. Taramelli (Beigabe zu „I tre laghi". Mailand 1903) und das Gletscherkärtchen in den „Alpen im Eiszeitalter" (S. 786) verzeichnen von hier ab gegen Süden ausgedehnte Moränenablagerungen.[2]) Unter den M^ti di Stabiasso fand ich in 800 m Höhe einen großen erratischen Granitblock; Stapff[3]) berichtet von erratischen Marmorlesesteinen auf der Südseite des Ceneresattels, deren Zahl sogar die Anlage von Kalköfen lohnte; sie stammen wahrscheinlich aus dem Zug kristallinen Kalkes, der sich südlich Roveredo und S. Giulio aus dem Traversagna- ins Tessintal hineinzieht; auf der Höhe des Weges von M^ti di Stabiasso nach Isone fand ich in 1000 m kristallinen Kalk und Syenit, nahe dem Gipfel des M^te di Pedrinasco (1193 m) kristallinen Kalk und grünen Glimmerschiefer, auf der Gipfelhöhe der Cima di Medeglia einen Block Tessiner Granitgneis, alles auf dem braungelben Gneis des Seegebirges. Am schönsten aber zeigen die Schliffe den Eisüberfluß nach Süden. Die tieferen Stromlinien folgten auch hier, wie schon Stapff (l. c. S. 63) schildert, dessen Beobachtungen ich bestätigen konnte, der Richtung des Tessintales, die höheren wandten sich nach Süden. Doch läßt sich infolge der unregelmäßigeren Gestaltung des Terrains hier nicht eine solche Gesetzmäßigkeit im Grade der Abweichung von der Südrichtung konstatieren, wie beim St. Bernardin. Der Richtung des am Paßsattel beginnenden Leguanatales folgend haben die Schliffe bei Corpo la Guardia (553 m) SE-Richtung (s. Stapff S. 63), wenig östlich, in 600 m Höhe in der Gegend des malerischen verfallenen Turmes im Kastanien-, Birken- und Farrenwald, wo sie so frisch erscheinen, als ob sie eben erst vom Eise geschaffen wären, laufen sie in SSW-Richtung, am NW-Kammabfall der Cima di Medeglia in SW-Richtung, rein südlich dagegen westlich des M. di Pedrinasco in ca. 1075 m Höhe.

So klar die Spuren des einstigen Überfließens des Eises über den M^te Cenere sind, so schwer ist es, genau die Höhe anzugeben, bis zu der der Paß vom Eise bedeckt war. Auf der oberen der beiden Verebnungen (1450—1600 m), die der Bergrücken der Foppaalpen im Westen des Passes (gegen den M^te Tamaro zu) besitzt, fand ich keine erratischen Geschiebe, die untere (ca. 1100 m) wies solche spärlich auf. Die Erratika mehren sich hier auffällig, wenn man mehr nach dem Paßtal zu absteigt. Offenbar standen diese Platteaus auch während der Hocheiszeit unter dem Einfluß der Lokalgletscher des M^te Tamaro, worauf zahlreiche prächtig gerundete Gerölle des an Ort und Stelle und höher anstehenden Gneises des Seegebirges weisen. Die höchste festgestellte erratische Höhe im Bereich des Passes bleibt also der Gipfel der Cima di Medeglia (1265 m). Über diesen muß aber, wie seine runden Formen beweisen, das Eis noch in ziemlich beträchtlicher Mächtigkeit hinweggeflossen sein. In der Tat gestattet die Kombination mehrerer Beobachtungen, die obere Gletschergrenze des Tessingletschers in der Umgebung von Bellinzona zu

1) Die Gesteine, die sie zusammensetzen, stammen offenbar aus Val Morobbia. Jedenfalls gehören sie größtenteils der Zone von Ivrea an. Ich fand Granit, Syenit, harte Hornblendeschiefer, verschiedene Gneise und Glimmerschiefer, Quarzite und ein auch in der Traversagnaablagerung (S. 37f.) vorkommendes Gestein, das im wesentlichen aus dicken Lagen von Muskovit und Quarz besteht.

2) Die Val di Sertena weist eine mächtige Verbauung auf, offenbar von Moränen, die auf den geologischen Karten nicht verzeichnet ist, deren Spuren aber in Gestalt steiler vom F. Vedeggio geschaffener Rutschhalden auf der Siegfriedkarte Bl. 538 zu erkennen sind.

3) Geolog. Beobachtungen im Tessinthal. S. 63 des Separats.

ca. 1500 m festzulegen. In dieser Höhe weichen nämlich dem Passe gegenüber an den Spornen der Vorberge der Verzasker Alpen (Poncione del Sassariente, Cima di Sassello, Ruscadagrat) in auffälliger Weise regelmäßig die zackigen Steilstürze den runden grasbewachsenen Formen, das gleiche gilt für die Hänge der Val Morobbia unter dem P^{zo} di Corgella in etwas größerer Höhe; bei den M^{ti} di Morticcio ob Carasso fand ich in ca. 1350 m noch erratisches Material und östlich des M. Gaggio erscheint der Buckel (1519 m) bei der A. di Arami als ein südwärts gewandter Rundhöcker. Man wird also die Eishöhe über dem Cenere zu etwas unter 1500 m anzusetzen haben. Eine solche Höhe macht auch die Konstruktion der Isohypsen der hocheiszeitlichen Gletscheroberfläche wahrscheinlich (s. Tafel II).

C. Die obere Gletschergrenze der Tessiner Täler.

Die beigegebene Isohypsenkarte der oberen Gletschergrenze des Tessingebiets, die auf Grund von 132 einschlägigen Originalbeobachtungen gezeichnet wurde, verschafft eine Übersicht über den Verlauf der oberen Gletschergrenze zwischen den schon betrachteten zentralalpinen Grenzpässen und dem Schmelzgebiet im Bereich des M^{te} Cenere und Lago Maggiore. An ihrer Hand haben wir jetzt die großen Züge dieses Verlaufs kurz zu verfolgen.

1. Leventina. (Siegfriedatlas, Bl. 491, 503, 508.)

Bei Airolo haben wir, wie S. 14 auseinandergesetzt wurde, die obere Gletschergrenze in 2100 m zu suchen. Von hier an senkte sich die obere Gletschergrenze bis Biasca äußerst langsam. Der Mündung des Pioratales gegenüber, am P. 2272 westlich der Alp Carra, der einen beim Karbildungsprozeß übrig gebliebenen Gratkopf darstellt, gewahrt man ebenfalls noch in 2100 m eine Schliffgrenze. Auf dem Piano Pettanetto, jener charakteristischen Terrasse nördlich von Faido, fand ich noch in 1950 m erratische Geschiebe. Höher, in ca. 2150 m, sind hier schöne Gletscherschliffe zu finden, deren Richtung S 20° W aber darauf deutet, daß sie von einem hocheiszeitlichen oder postglazialen Kargletscher des P^{zo} Lucomagno stammen. Weiter talab sieht man auf der rechten Talseite an den drei Eckpfeilern Poncione Piategno, Piano Forno und P. Ricura Schliffgrenzen in ca. 2000, 1980 bzw. 1920 m Höhe.[1]) Danach hatte das Eis in unmittelbarer Umgebung von Biasca 1900 m Höhe.

2. Val Blenio, Camadra, Luzzone. (Siegfriedatlas, Bl. 412, 503, 504, 508.)

Alle Anzeichen deuten darauf, daß der Gletscher der Val Blenio zwischen Lukmanier und Biasca sich fortgesetzt viel rascher senkte. Wenige Kilometer südlich des Passes, unter P^{zo} di Campello, muß man die obere Gletschergrenze schon unter 2300 m suchen, wiewohl es hier im Bereich des weichen Glimmerschiefers schwer ist, eine genauere Bestimmung zu machen. Der von der Greina kommende Gletscher der Val Camadra hatte bei Alp Centovalli noch 2350 m Höhe, und wenn talauswärts von Centovalli in größerer Höhe das ganze Gelände geglättet ist und Sporne fehlen, so ist das auf die Tätigkeit der Hängegletscher zurückzuführen. In Val Scaradra[2]) ist die Gletscherhöhe über dem heutigen Gletscherende am Torrone di Nava-Grat in ca. 2650 m, am Ausgang von Val Scaradra in die Val di Luzzone unter dem „Torrone di

1) Gegenüber auf der linken Talseite ist bei Cavagnago beträchtlich unter der oberen Gletschergrenze durch das neue Sträßchen Sobrio—Lavorgo eine Ablagerung erschlossen, die ihre heutige Wallform einer beiderseitigen fluviatilen Anschneidung verdankt. Ich konnte mir nicht völlig darüber klar werden, ob es sich um eine Moräne oder einen Schuttkegel mit eingeschwemmtem Erratikum handelt.

2) Auf der Talsohle von Val Scaradra unterhalb der Alp Scaradra sotto findet man wundervolle Gletscherschliffe in der Talrichtung (N 40°—45° W).

Luzzone"[1]) in ca. 2280 m zu suchen. Die Eisströme der Westseite des Rheinwaldhorns, über Val Carasina, vereinigten sich in ca. 2500 m Höhe. Über Olivone lag die Eisoberfläche noch in ca. 2200 m Höhe.

Zwischen Olivone und Biasca ist die Schliffgrenze unter Cima di Pianca bella in ca. 2000 m ausgeprägt und wird hier durch das Zusammenfallen mit der heutigen Baumgrenze besonders hervorgehoben.[2]) Etwas höher gewahrt man unter P. 2583 des M^te^ Simano eine undeutliche Schliffgrenze. In Val Malvaglia unter Poncione di Piana longa in 2200 m, in Val Pontirone am P^zo^ Porchè und unter P^zo^ delle Streghè gegen A. di Ardetto in ca. 2100 m ist die Schliffgrenze gut erhalten.

Das auffällig geringe Gefälle des Tessingletschers zwischen Airolo und Biasca erklärt sich nun durch den starken Stau, den der Tessingletscher durch den kräftigeren Val Blenio-Gletscher bei Biasca erlitt. Wurde letzterer doch durch mehrfache Transfluenz genährt und erhielt von den bedeutenden Massenerhebungen zu seiner Linken (Rheinwaldgruppe, bis 3406 m ansteigend) durch verhältnismäßig lange Seitentäler bedeutende Zuflüsse, während die Kammumrahmung der Leventina, allein im Campo Tencia sich über 3000 m erhebend, meist nur ganz kurzen, sehr steilen Gletscherchen Ursprung gab. Diese Gegensätze spiegeln sich noch im heutigen Vergletscherungsbilde.

3. Riviera. (Siegfriedatlas, Bl. 512, 515.)

Infolge dieses Staues setzte sich das steilere Gefälle des Blenio-Gletschers im Haupttal unterhalb Biasca, in der Riviera, fort, so daß, wie schon oben S. 21f. ausgeführt wurde, die obere Gletschergrenze westlich von Bellinzona kaum höher als 1500 m lag. Unter Cima di Groso westlich von Lodrino liegt die Schliffgrenze in 1800 m; der P. 1519 östlich der Alp di Arami (östlich M^te^ Gaggio) trägt noch die Spuren einer N-S gerichteten Eisbewegung.[3])

Es folge eine kurze Tabelle der Beobachtungen der oberen Gletschergrenze im Tessin- und Blenio-Tal.

(Über Nufenenpaß	ca. 2550 m)	23. Unter P^zo^ di Corgella	ca. 1550 m
1. Unter P. 2782	2600 „	24. M^ti^ di Morticcio	> 1350 „
2. Unter P^zo^ nero	2550 „	25. Über M^te^ Cenere-Paß	> 1265 „
3. Unter P. 2529	über 2450 „		
4. Östlich Alpe nuova	2370 „	26. Val Cadlim, unter P. Tenelin	ca. 2650 „
5. Ponc. di Ruinograt	ca. 2370 „	27. E-Grat des P^zo^ Rondadura	2500 „
6. Östlich Lago dei Sabione	2400 „	28. NE-Grat des P^zo^ dell' Uomo	2400 „
7. Unter Motta di Vinei	2400 „	29. W-Grat des N-Gipfels (3119 m) des Scopi	ca. 2550 „
8. Südl. Passo Lucendro	ca. 2350 „	30. E-Seite des Scai	2400 „
9. Val Lucendro	2700 u. 2600 „	31. Unter P^zo^ di Campello	< 2300 „
10. Unter M^te^ Prosa	gegen 2500 „	32. Südwestl. d. P^zo^ Gaglianera	2700 „
11. Unter Furkaegg	ca. 2450 „	33. (Über Passo Crap	ca. 2600 „)
12. Unter P. 2272 westl. A.Carra	2100 „	34. Val Camadra	ca. 2350 „
13. Unter Ponc. Tremorgio	2100 „	35. Val Scaradra	ca. 2650 „
14. Val Piora	im Mittel 2300 „	36. Torrone di Luzzone	ca. 2280 „
15. Piano Pettanetto	> 1950 „	37. Val Carasina	ca. 2500 „
16. Unter Ponc. Piategno	ca. 2000 „	38. Unter Cima di Pianca bella	ca. 2000 „
17. Unter Piano Forno	ca. 1980 „	39. Malvaglia, unter Ponc. di Piana longa	2200 „
18. Unter Ponc. Ricura	ca. 1920 „	40. Val Pontirone, am P^zo^ Porchè	ca. 2100 „
19. Cima di Groso	1800 „	41. Val Pontirone, unter P^zo^ delle Streghè	gegen 2100 „
20. Val Cresciana	2200 „		
21. Unter M^te^ Gaggio	> 1519 „		
22. Unter Ponc. del Sassariente und C. di Sassello	1500 „		

(Nr. 1—5 s. S. 13. Nr. 6—11 s. S. 14f. Nr. 12—18 s. S. 22. Nr. 19—21 s. S. 23. Nr. 22—25 s. S. 22. Nr. 26—31 s. S. 15 u. 16. Nr. 32—34 s. S. 16. Nr. 35—41 s. S. 22f.)

1) So benannte Darmstädter den gewaltigen Endturm des Torrone di Nava-Grates (s. Zeitschr. d. D. u. Ö. A.-V. Bd. XXIV 1893. S. 234f.).

2) Vgl. Panorama im Jahrb. d. Schweizer Alpenklubs 1904/05, S. 144.

3) Die auf der linken Seite der Riviera mündende Val Cresciana zeigt in 2200 m eine schöne Schliffgrenze. In dieser Höhe vereinigten sich die durch den NW-Grat des Poncione

4. Val Calanca. (Siegfriedatlas, Bl. 505, 509, 513.)

In der östlich benachbarten, engen Val Calanca, die fortlaufend von hohen Gipfeln flankiert wird, reichte die Eisausfüllung im mittleren Teil ca. 150 m höher als im Blenio-Tessin-Tal. Die Gletschermächtigkeit in dem hochsohligen Tale jedoch stand der des Tessintales nach. Die Oberfläche des Calancagletschers senkte sich talauswärts gleichmäßig und verhältnismäßig stark von 2750 m auf 1800 m. Es geht das aus folgenden Schliffgrenzbeobachtungen hervor:

42. Unter Poncione della Parete . 2750 m
43. Unter Fil Rosso und Cima dei Cogni[1]) . . . . . 2400 „
44. Südlich des Passettiweges, westl. P. 2366[2]) . . . . . 2250 „
45. Unter Pzo di Pianasso . . . . 2250 „
46. Unter P. 2501 der Cima di Bedoletta-Gruppe . . . . . 2200 „
47. Unter P. 2457 des Fil di Ciaro[3]) . . . . . 2200 m
48. Unter Pzo di Remia . . . ca. 2160 „
49. W-Grat des Fil di Nomnome . 2100 „
50. NW-Grat des Pzo di Groveno . . . . . ca. 2000 „
51. Unter Pzo della Molera . ca. 1950 „

Weiter südlich ist an den durchweg bewaldeten Hängen die Schliffgrenze nicht mehr zu beobachten.

5. Valle Mesolcina. (Siegfriedatlas, Bl. 505, 509, 513, 516.)

Im obersten Mesoccotal, südlich des Bernardinpasses, fanden wir S. 18 die obere Gletschergrenze schon zu 2100 m. Sie lag nicht nur hier, sondern auch in der mittleren Mesolcina durchschnittlich 100—150 m niedriger als an analogen Stellen der eben betrachteten Val Calanca. Beim Hauptort Mesocco besaß sie noch 2000 m Höhe. Allerdings sind die Beobachtungen südlich von Soazza äußerst spärlich. Die eiszeitliche Schliffgrenze fällt von da ab, wie im benachbarten Calancatal, unter die heutige Baumgrenze, und die Findlingsmethode versagt. Das Eis der Mesolcina und des Calancatales stand an zwei Stellen, auf Passo Passetti und Passo di Tresculmine in Kommunikation, über Passetti fand wahrscheinlich ein schwaches Überfließen von Eis aus dem Calancagebiete ins Mesoccotal statt. Über Passo di Tresculmine gewahrt man in 2400 m eine Schliffgrenze, doch stand das Eis über der Paßmitte wahrscheinlich etwas niedriger. Es folge wieder eine kurze Tabelle der Beobachtungen aus der Umgebung des Bernardinpasses und der Mesolcina.

52. Unter Paradieshörnli . . ca. 2800 m
53. Unter Güferhorn Schiffkehle in . . . . . ca. 2750 „
54. Über Rheinwaldtal, am ob. Heuberg . . . . . gegen 2500 „
55. NE-Grat des Pzo di Muccia . 2220 „ (Nr. 52—56 s. S. 17f.)
56. N-Grat und NE-Grat der Cima di Tresculmine . . . . . 2100 m
56. Unter Cima di Verconca, di Pian Guarnei u. Corbet . . 2050—2000 „
57. Westlich von Sasso Mogno[4]) ca. 1950 „

6. Val Verzasca. (Siegfriedatlas, Bl. 507, 511, 512, 515.)

Der Verzascagletscher hatte in gleichem Abstande von der Längstalstrecke Locarno-Bellinzona ungefähr die gleiche Höhe wie der Rivieragletscher. Da aber seine Sohle um 200—500 m höher lag, so war er

di Claro zunächst getrennten Hängegletscher. In der Talmitte lag die Gletscheroberfläche wohl bedeutend tiefer. Val Cresciana birgt nach L. Lisibach (Jahrb. d. Schweizer Alpenklubs 1904/05, S. 128) schöne Gletscherschliffe. Die gegenüber mündende Val Moleno zeigt bei A. Agaris Rundhöcker, deren Formvollendung mit denen des Genovatales der Adamellogruppe wetteifert.

1) Durch ein horizontales Band von Lawinenschnee im Spätsommer sehr auffällig gemacht.

2) Sehr scharf.

3) An den beiden Graten gegen Valbella und gegen Rossa in gleicher Höhe. Übrigens heißt der Berg im Calancatal Fil di Chiaro (Jahrb. d. S. A. C. 1903/04, S. 140).

4) In der Sasso della Paglia-Gruppe. Diese Stelle liegt sehr zurück. In der Mitte des Mesoccotales lag die Eisoberfläche viel tiefer.

in Wirklichkeit beträchtlich schwächer als jener. In der einen Talwurzel, Val Vigornesso, beobachtete ich folgende, zum Teil sehr scharfe Schliffgrenzen:

Ob Alpe Porcheirina . . . 1950 m[1])	Über A. Pampinetta . . . 1950 m
Unter Cima bianca . . . . 2100 „ [1])	Unter P. 2440 des Pzo
Unter P. 2457 der Madone grosso-Gruppe[2]) . . . . . 1950 „	Scaglie . . . . . 1950 „

In der südwestlich benachbarten Val Redorta findet sich die Schliffgrenze unter Cima di Cortedo in 2000 m, am NE-Grat von Pzo Cassagno in 1850 m. Das dritte Quelltal der Val Verzasca, die Valle d'Osola, läßt die alte Eishöhe unfern seiner Wurzel unter A. Colla in 1920 m, unter Pzo Piancaccia zu 1850 m feststellen.

Die Schliffgrenze unter A. Colla veranlaßt mich, darauf hinzuweisen, wie sehr man sich hüten muß, Schliffgrenzen allein nach der Siegfriedkarte festlegen zu wollen, wie H. Hess es tut (s. S. 33f.). Letztere könnte hier sehr leicht dazu verleiten, die Schliffgrenze in 2200 m zu suchen. Was die Karte als Schliffgrenze andeutet, ist aber nur das Hintergehänge zweier Kare, die zur Verschneidung gekommen sind. Die Ebenheit von A. Colla stellt die zur Verschmelzung gelangten Böden der beiden Kare dar. Unter ihr ist der „Gratkopf" in Natur noch wohl erhalten. Die Karte aber deutet ihn nur sehr schwach an und bietet so leicht zu der erwähnten falschen Festlegung der Schliffgrenze Veranlassung.

In der Umgebung von Brione, wo die Val d'Osola in die Val Verzasca mündet, hatte das Eis ca. noch 1800 m Höhe. Für den Talabschnitt zwischen Brione und der Verzascamündung ist es wieder sehr schwer, genaue Angaben über die obere Gletschergrenze zu machen. Bei A. di Giovo (auf der rechten Talseite) kann der Eisstrom schon nicht mehr 1800 m Höhe gehabt haben, und der Mte Marra (1673 m, südwestlich von Lavertezzo) kann vom Eise nicht mehr überflossen gewesen sein. Bei Lavertezzo ist die Eisoberfläche somit etwa in 1650 m Höhe zu suchen. Nördlich der kleinen Valle di Mergoscia überfloß den Gletscher noch P. 1393, hat aber sicher nicht ganz bis zu P. 1535 (Redriscio) hinaufgereicht. Der Verzascagletscher hatte daher bei seiner Einmündung in den Tessingletscher eine Höhe von ca. 1500 m. In einem linken Seitental, der Val Careggio, findet sich eine schöne Schliffgrenze an dem Grat der vom Pzo di Vogorno nordwärts gegen A. Careggio (sotto) zu läuft.

Cima di Cortedo . . . . . 2000 m	Bei A. di Giovo . . . . . < 1800 m
NE-Grat von Pzo Cassagno . . . 1850 „	Mte Marra . . . . . < 1673 „
Unter A. Colla . . . . . 1920 „	Nördlich Valle di Mergoscia . < 1535 „
Unter Pzo Piancaccia . . . . . 1850 „	> 1393 „

Maggiatäler.

7. Val Sambucco und Val Lavizzara. (Siegfriedatlas, Bl. 491, 503, 507.)

Im Hintergrund des nordöstlichen Quelltals, der Val Sambucco, stellt das Gebiet des Campo la Torba eine prächtige Rundhöckerlandschaft dar. Der Kamm, der von der Cristallina gegen den Passo di Sasso negro zieht, ist völlig gletschergerundet. Es bestand hier eine 2 km breite Eiskommunikation zwischen Campo la Torba und der obersten Val di Peccia (Alpe della Bolla), indem der Gletscher der Ostseite der Cristallina offenbar teils gegen NE, teils gegen SE abfloß. Die Scheidung der beiden Eisströme erfolgte über Passo di Sasso negro wahrscheinlich in einer Oberflächenhöhe von 2500 m. Südlich des Madone lag der Sambuccogletscher den sanftgeneigten Böschungen des genannten Gipfels flach auf, wäh-

1) Die obere Gletschergrenze über Alpe Porcheirina ist äußerst scharf ausgeprägt (vgl. Abb. im Jahrb. d. S. A. C. 1903/04, S. 119). Die um 150 m höhere Lage gegenüber unter Cima bianca ist daher verwunderlich. Vielleicht reichte der Strom des in der Talrichtung sich bewegenden Eises nicht bis an den Fuß der Cima bianca bei 2100 m heran. Möglich wäre es auch, daß die scharfe Schliffgrenze über A. Porcheirina nicht hocheiszeitlich ist.

2) Die Siegfriedkarte dehnt hier die Gratsignatur etwas zu tief herab aus.

rend die jähen, braungrünen Gehänge der Loita della Camoscie damals nur in steilen Runsen Schnee tragen konnten. Unter letzterer ist daher auch eine Schliffgrenze in ca. 2450 m Höhe entwickelt. Noch schöner tritt die Schliffgrenze etwas talab auf der rechten, gegen NE gekehrten vegetationslosen Seite am Nordgrat des Poncione dei Laghetti in 2200 m zutage. Hier ist ein breiter Schliffbord entwickelt, während auch dieser Stelle gegenüber unter Poncione di Vespero und di Mezzodi kurze Grasvegetation die Beobachtung erschwert. Etwas weiter talab, unter P. 2436 der Poncione Sambucco-Gruppe ist die Schliffgrenze jedoch auch auf der linken Talseite in gegen 2200 m entwickelt. Wieder auf der rechten Seite, unter P^{zo} Ceresa, der einen bei der Verschneidung zweier nebeneinander gelegenen Kare übriggebliebenen Gratkopf darstellt, findet sich die Schliffgrenze scharf in ca. 2180 m. Hinter P^{zo} Ceresa dehnen sich weithin und sanft gegen die niedrige Gratumrahmung des Poncione dei Laghetti und P^{zo} di Rodi aufsteigend, die Böden der erwähnten Kare, die zur Eiszeit hochgelegene weite Firnmulden bildeten. Wir wollen diese in den Tessiner Alpen häufig wiederkehrenden, hochgelegenen, sanft ansteigenden Böden, die dem Karbildungsprozeß ihren Ursprung verdanken, „Karplatten" nennen. Ebenfalls auf der rechten Talseite kann man unter P. 2210 der P^{zo} di Rodi-Gruppe in ca. 2150 m, über Alp Alpigia unter dem P^{zo} del Mascarpino in 2050 m eine Schliffgrenze feststellen.

8. Val di Peccia. (Siegfriedatlas, Bl. 495, 507.)

Auch vom eiszeitlichen Aussehen des benachbarten Pecciatales vermögen wir uns eine ziemlich gute Vorstellung zu machen. Der durch die geschilderte kleine Transfluenz des Cristallina-Eises genährte Pecciagletscher unterschnitt in der obersten Val di Peccia den Felsast des Cavallo del Torro in 2400 m. Gegenüber rundete er unter dem Grat: Ponc. dei Laghetti — P^{zo} di Rodi bis zu 2400—2300 m Höhe das Gehänge. Das Areal der Alpen Froda, Masnaro und Serodano stellte eine einzige große, sanft abfallende Firnmulde dar, aus der der Pecciagletscher von rechts ansehnliche Zuflüsse erhielt. Dieses zufließende Eis teilte sich bei P. 2253 in einer Höhe von ca. 2300 m und umfloß den Taneda, diesen so zu einem Nunatak machend. Der Paß P. 2692 m nördlich des Poncione di Braga, vermittelst dessen dieser sanft geneigte Boden mit der obersten Val Bavona zusammenhängt, bildete zur Eiszeit einen flachen Firnsattel, der die Eismassen der Täler Peccia und Bavona verband. Unter P^{zo} di Castello gegen A. di Serodano und unter P. 2492 der Brunesciogruppe gegen A. Sovenedo berührten die dem breiten hohen Seitentalboden flach aufliegenden Firne nahe dem Haupttal in 2200 m bzw. 2100 m das Felsgehänge. Verschiedene gute Schliffgrenzen in der Umgebung des Ortes Peccia gestatten es, die obere Gletschergrenze hier zu ca. 2000 m festzulegen.

9. Val Bavona. (Siegfriedatlas, Bl. 491, 495.)

Das weite Becken der hintersten Val Bavona ist bis gegen 2500 m hinauf mit Eis gefüllt gewesen, wie eine ganze Reihe guter Schliffgrenzen lehrt. Durch den Paß zwischen Poncione Cavagnoli und P. 2694 (nördlich Passo Grandinaja) stand diese gewaltige Eismasse mit dem Gletscher des Bedrettotales in Kommunikation, während die Verbindung von P. 2864 und P. 2827 etwas weiter östlich eine Gratscheide bildet. Etwas weiter talabwärts, an dem vorspringenden Westhang des Poncione di Braga reichte das Eis bis 2300 m und 2200 m, an dem des P. 2629 der P^{zo} di Castello-Gruppe bis 2150 m empor. Der Boden der hochgelegenen, westlich mit einer Stufe ins Bavonatal mündenden Val Antabbia stellt eine ausgeprägte Rundhöckerlandschaft dar. Das Eis, das diese schuf, stand mit dem der südlich benachbarten Val Calneggia nicht in Verbindung. Letzteres legte sich kaum 100 m unter dem trennenden Grat

zwischen Lago grande und Laghi della Crosa an den Fels. Wenig westlich dieser Stelle gewahrt man eine sehr scharfe Schliffgrenze in 2340 m unter dem Bedriolhorn. In der Val Calneggia selbst aber stand das Eis im Mittel nur 2100 m hoch, wie mehrere Schliffgrenzen lehren. Die Val Bavona zeigt auch noch unterhalb der Einmündung von Val Calneggia zwei gute Schliffgrenzen in 2050 m Höhe. Bei Bignasco vereinigten sich die verschiedenen Maggiagletscher in einer Höhe von 1950—1900 m.

Gosset fand für die „obere Val Campo" (der Zusammenhang ergibt unzweifelhaft, daß Val Bavona gemeint ist) eine obere Gletschergrenze von 2200 m (von Rütimeyer im Jahrb. d. Schweizer Alpenklubs 1873/74, S. 353 mitgeteilt). Eine genauere Angabe der Örtlichkeit fehlt. Aber für die mittlere Höhe des Bavonagletschers genommen ist diese Angabe durchaus richtig.

10. Valle di Bosco. (Siegfriedatlas, Bl. 499.)

Die hinterste Valle di Bosco war schon bedeutend weniger hoch mit Eis erfüllt als die Val Bavona. Hat letztere doch auch den höchsten Gipfel des Kanton Tessin, den 3277 m hohen Basodin, in ihrer Kammumrahmung, während nur vereinzelte Spitzen in der Umgebung von Bosco sich über 2600 m erheben. Der Sattel der Furka südlich des Marchenspitz trägt hier bis 2450 m die Spuren der Eiswirkung an sich; über ihn hinweg stand das Eis des Boscogletschers mit dem des Formazzatales in Verbindung. Östlich vom Marchenspitz vereinigten sich die Firnmulden der Grossalp und des Bann in 2200 m, direkt nördlich ob Bosco die des Bann und der Wolfstaffel in ca. 2100 m, und unter den nordöstlichen Steilstürzen des Madone sammelten sich reichliche Firnmassen, die bis zu P. 2142 herab teilweise ins Campotal hinüberflossen. Direkt über Bosco aber wird die Eisoberfläche nicht viel höher als 2000 m gestanden haben. Denn die „Cresta" wenig talab, östlich der Wolfstaffel, bildete noch einen kleinen Nunatak, unter dem eine Schliffgrenze in 1980 m ausgeprägt ist.

11. Valle di Campo. (Siegfriedatlas, Bl. 499.)

Der größtenteils zu Italien gehörige Talkopf der südlich folgenden Valle di Campo bildet ein gewaltig weit gespanntes ehemaliges Firnbecken, überall mit gerundeten Formen, mit sanften Böschungen zum wasserscheidenden Kamme ansteigend. Von den verwickelten Strukturen seines Felsgrundes — liegt es doch noch im Grenzbereich der Überfaltungsdecken des Simplongebietes[1]) — ist in den Oberflächenformen nicht das geringste zu erkennen. Es erfährt eine gewisse Gliederung durch drei gegen SE vorspringende Grate, von denen die beiden östlicheren offenbar Schichtstufen des mittelsteil gegen ESE fallenden Gneises („Berisalgneis") sind. Die durch diese drei Grate ursprünglich getrennten Firnmulden vereinigten sich in 2550 m (Ostgrat des P^{zo} Croselli), in 2350 m („Grenzgrat" = Costa di Matignello), bzw. in ca. 2200 m (SE-Grat des Madone) zu einem einzigen Eisstrom. Derselbe erhielt etwas oberhalb von Cimalmotto aus einem auf der Siegfriedkarte unbenannten Tale von Süden einen nicht unansehnlichen Zufluß. Dieser Zufluß hatte südöstlich der Cima di Tramolino ca. 2200 m, gegenüber unter dem Nordgrat von P. 2377 über „Lago" 2100 m Höhe. Diese Höhe genügte, um eine wohl ziemlich ansehnliche Transfluenz ins Tal des Onsernone - Vergeletto über die Forcola Porcareccio (zwischen P^{zo} Porcareccio und Corlonga) zu ermöglichen. Über letzterer hatte das Eis noch 2050 m Höhe. In diesem Niveau schuf es am Westabfall von P. 2379 (Corlonga) eine Schliffkehle.

Der vereinigte Bosco- und Campogletscher hatte kurz vor dem Einmünden in die Valle Maggia eine obere Grenze von 1950 m. In dieser

1) S. die geol. Karte des Simplongebiets von C. Schmidt und H. Preiswerk, sowie C. Schmidt „Über die Geologie des Simplongebiets und die Tektonik der Schweizer Alpen". Eclog. geol. Helv. Vol. IX. Nr. 4, S. 526.

Höhe liegt die Schliffgrenze sowohl unter Pzo Sascola (rechts), als auch unter dem Madone di Camedo (links, bei „Costone"); an letzterer Stelle wird sie durch Zusammenfallen mit der Baumgrenze noch besonders markiert. Auch der Boden des Campotales zeigt auffällige Spuren der Gletscherwirksamkeit. Bei Alp Pienantivo z. B. finden sich auf schönen Rundhöckern breite, tiefe, N 70° E laufende Schrammen. In der Umgebung von Cimalmotto weist das Tal eine ausgedehnte, bereits von Schmidt und Preiswerk verzeichnete Moränenverkleidung auf.

12. Valle Maggia: Bignasco—Locarno. (Siegfriedatlas, Bl. 499, 511, 514.)

In der eigentlichen Valle Maggia (Bignasco—Locarno) sind noch bis in die Gegend von Someo hin in 1950—1850 m Höhe wiederholt gute Schliffgrenzen ausgeprägt. Weiter talab aber wird eine genaue Feststellung der Höhe des Hauptgletschers schwieriger. Hier zieht sich um den vorspringenden Pzo Morosciolo in ca. 1750 m eine undeutliche Schliffkehle. In zurückgelegenen Seitentalnischen der linken Talseite legte sich das Eis unter Pzo Coasca und Pzo Cocco in 1950—1900 m, unter Pzo Piancaccia in ca. 1850 m, unter Pzo Costiscio und Pzo Masne in ca. 1750 m an den Fels. Letzteres Eis überschritt anscheinend aber nicht den Grat zwischen Cima di Nimi und Cima d'Ajarlo. Vielmehr gab die Südostseite dieses Grates einem Hängegletscher das Leben. Cima d'Ajarlo ebenso wie Pzo Morosciolo bildete wahrscheinlich zur Eiszeit einen Schneedom. In der Umgebung von Giumaglio hatte das Eis noch über 1650 m[1]) Höhe; denn es frachtete auf die Alpe Pii westlich von Giumaglio noch erratische Geschiebe. Wie schließlich eine verwischte Schliffgrenze unter dem Madone östlich von Gordevio in 1550 m andeutet, wird der Maggiagletscher kurz vor seiner Vereinigung mit dem Tessingletscher zwischen Poncione di Trosa und Salmone ca. 1500 m Höhe gehabt haben. Die runde Kuppe des 1563 m hohen Salmone hat aus dem Eis daher wohl etwas herausgeragt.

Es folgen hier wieder die beobachteten oberen Gletschergrenzen der Maggiatäler in Tabellenform.

Val Sambucco, Lavizzara, Broglio.

Campo la Torba, unter Loita della Camoscie	2450 m	Unter P. 2210 der Pzo di Rodi-Gruppe	ca. 2150 m
Campo la Torba, am N-Grat des Ponc. dei Laghetti	2200 „	Über A. Alpigia (Pzo del Mascarpino)	gegen 2050 „
Unter P. 2436 der Ponc. Sambuccogruppe	gegen 2200 „	Unter Pzo Ruscada, gegen Val Prato	2160 „
Unter Pzo Ceresa	ca. 2180 „	Unter Mte Zucchero	gegen 2000 „

Val di Peccia.

Cavallo del Torro	2400 m	Unter P. 2492 der Brunesciogruppe gegen A. Sovenedo	2100 m
Unter dem Grat Ponc. dei Laghetti-Pzo di Rodi	2400 — 2300 „	Unter Pzo de Mascarpino	2050 „
Unter Pzo di Castello gegen A. Serodano	2200 „	Am NW-Grat von Pzo Brunescio	1950 „

1) Die Höhenzahl 1622 der Alpe Pii (Siegfriedkarte Bl. 511) stimmt mit der Isohypsenzeichnung nicht überein. Da letztere mit den anderen Quoten der Gegend ausnahmslos kongruiert, halte ich die Höhenzahl 1622 für falsch. Es muß wohl 1652 oder 1662 heißen. — Südwestlich der Alpe Pii zeigt das Kar der Alpe Canaa unter der Gramalena an seiner NE-Begrenzung, weithin sichtbar, eine Schliffgrenze in über 1900 m Höhe. Für den Hauptgletscher des Maggiatales kommt diese Höhenzahl der oberen Gletschergrenze nicht in Betracht. Eine andere außerordentlich scharf ausgeprägte Schliffgrenze, die, unter dem NE-Grat des Pzo Pelose beginnend, sich über der Val Lodano bis etwa 1600 m steil herabzieht, halte ich nicht für hocheiszeitlich.

Val Bavona.

SE-Grat des Ponc. Cavagnoli	2550 m	Val Calneggia, unter Mne di Formazzolo gegen A. Formazolo	2150 m
S-Grat der Cristallina gegen L. Sciundrau	2550 „	Val Calneggia, unter Bedriolhorn gegen L. della Crosa	2340 „
Nordwestl. von Lago nero	2450 „	Val Calneggia, westl. „Martinone“	2150 „
Unter P. 2814 (im SE von Lago nero)	2500 „	Unter Pzo Paraula (Brunesciogruppe)	2050 „
Nordöstl. von Medone del Arzo	2500 „	Unter P. 2160,4 des NE-Grates von Pzo Orsalietta	ca. 2050 „
Unter Ponc. di Braga	2300 u. 2200 „		
Unter P. 2629 der Pzo di Castello-Gruppe	2150 „		

Valle di Bosco und di Campo.

Furka, südlich Marchenspitz	ca. 2450 m	Unter N-Grat von P. 2377 über „Lago“	2100 m
Östlich des Marchenspitz	ca. 2200 „	Am Westabfall von P. 2379 (Corlonga)	2050 „
Direkt nördlich ob Bosco	ca. 2100 „	Nördlich von Ribbia (P. 2548 m)	2300—2250 „
Unter der Cresta, östlich Wolfstaffel	1980 „	Unter Pzo Sascola	ca. 1950 „
Südlich Sonnenbergalp	> 2142 „	Südlich Madone di Camedo (bei „Costone“)	ca. 1950 „
SE-Grat des Madone	ca. 2200 „		
Grenzgrat (Costa di Matignello)	2350 „		
E-Grat des Pzo Croselli	2550 „		
Südöstlich Cima di Tramolino	ca. 2200 „		

Valle Maggia: Bignasco—Locarno.

NE-Grat des Pzo Alzasca (bei Cortenovo)	gegen 1950 m	Unter Pzo Morosciolo	ca. 1750 m
NW-Grat des Sasso bello	ca. 2040 „	Unter Pzo Piancaccia	ca. 1850 „
Unter Mte Castello	1950 „	Unter Pzo Costiscio und Pzo Masne	ca. 1750 „
Unter P. 2004 ob Someo	ca. 1850 „	Unter Cima d'Ajarlo	1700—1650 „
Unter Pzo Coasca und Pzo Cocco	1950—1900 „	Alpe di Pii	> 1650 „
		Unter Madone	ca. 1550 „

13. Onsernonetäler. (Siegfriedatlas, Bl. 499, 502, 514.)

Trotz der oben besprochenen Transfluenz aus dem Val di Campogebiet war die Eishöhe im Tal des Onsernone—Vergeletto gering. Hat seine Kammumrahmung doch auch eine verhältnismäßig geringe Höhe. Auf der südlichen Talseite beobachtet man unfern der Talwurzel zwei Schliffgrenzen in 1950 m bzw. 1800 m. Dem nördlichen Talgehänge legte sich der Firn unter Rosso di Ribbia flach auf. Diese seitlichen Eismassen teilten sich bei A. Ribbia (2000 m) und stürzten in die nördlichen steilen Seitentälchen des Onsernone (Val Quarantera, Ribbia, Albezona) wie in Trichter, die felsigen Aufragungen dazwischen als Nunataker frei lassend. Die Gletscheroberfläche in der Talmitte mag hier über dem Orte Vergeletto 1800 m gerade noch erreicht haben. Denn südlich A. Albezona findet sich eine Schliffgrenze in 1850 m. Weiter talab, am Westabfall des Pzo Pelose weicht die scharfe, detaillierte Ziselierung des Gehänges in ca. 1700 m den runden Formen. In dieser Höhe dürfte die obere Gletschergrenze zu suchen sein. Sicherlich wurde der Grat, der vom Pzo Pelose gegen P. 1875 zieht, vom Eise nicht überschritten, obgleich er sich unter 1800 m senkt. Weiterhin ist in den Onsernonetälern an den fluviatil reich gegliederten, nur gegen die Taltiefen steilen und felsigen, sonst grasigen und waldigen Hängen nirgends eine Schliffgrenze zu erkennen. Man bemerkt wohl reichliche Polierungen und Glättungen, doch ist ihre obere Grenze nicht zu ermitteln, auch vermag man nicht festzustellen, wie weit dieselben durch Hängegletscher zustande gekommen sind, die in der Richtung des Gehängefallens flossen. Zu erwähnen sind nur noch zwei gute Schliffgrenzen aus dem obersten Onsernone-Comolognotal, die hier die Eisoberfläche in etwa 1900 m festzulegen gestatten.

Onsernone—Vergeletto.

NE-Grat des Poncione del Rosso	1950 m	Südlich A. Albezona	1850 m
NW-Grat von Creste	1800 „	W-Abfall von Pzo Pelose	ca. 1700 „

Onsernone—Comologno.

An Costa Loggia Garnera	1950 m	Unter Pzo Roggia gegen A. di Roggia	1900 m

14. Centovalli. (Siegfriedatlas, Bl. 502, 514, 537, Carta d'Italia 1:50000, Fº 16, III.)

Schließlich verdient noch das von der Melezza durchflossene Tal Centovalli eine kurze besondere Würdigung. Penck (A. i. E. A. S. 781) schildert, wie der Tocegletscher von Westen in das Vigezzotal, der Tessingletscher von Osten ins Centovalli je einen Arm hineinstreckten, und folgert daraus, daß im Innern dieser Talflucht wohl eine bewegungslose Eismasse gelegen haben muß. Morphologische Tatsachen, die wir noch zu besprechen haben werden, zwingen mich ebenfalls zu dieser letzteren Folgerung. Ich glaube, daß der Maggiagletscher sich bei Ponte Brolla teilte, daß der eine Teil dem Tessingletscher tributär wurde, während der andere, sehr langsam fließende sich gegen Centovalli bewegte. Nur unter dieser Annahme ist mir die Schliffrichtung direkt bei Ponte Brolla auf der Nordseite der Brücke: rein westlich bis W 10° N verständlich. Die Eisstagnation wird sich wohl auch auf den untersten Teil von Val Onsernone erstreckt haben. In 1500—1600 m Höhe machen an den von der Gridonekette nördlich gegen Centovalli laufenden Kämmen (zwischen V. di Capolo, V. del Boschetto und V. di Bordei) die durch glaziale Unterscheidung geschaffenen Steilstürze runden Formen Platz, und in dieser Höhe ungefähr fand eine Eiskommunikation der genannten drei Tälchen statt. Offenbar bestand in Centovalli eine Art Eisteich, in den sich die Eismassen der Gridonetäler, des Pzo Ruscada (unter diesem finden sich gegen Costa prächtige glaziale Glättungen der Steilhänge), des T. il Fiume-Tales ergossen. Dessen Oberfläche lag nach dem Gesagten nicht über 1500 m hoch. Sehr viel tiefer kann sie aber auch nicht gelegen haben. Die Annahme eines beträchtlichen Gefälles der Eisoberfläche zwischen Ponte Brolla und der Gegend der italienisch-schweizerischen Grenze im Melezzatale widerstreitet den später zu schildernden morphologischen Verhältnissen. Zudem läßt sich, wieder aus noch zu schildernden morphologischen Verhältnissen, erkennen, daß in den Gridonetälern die Eisbewegung des Bodens nicht weit über die Linie, in der die Eisoberfläche die 1500 m-Isohypse treffen mußte, hinausgereicht hat. Schließlich findet sich erratisches Material noch auf der Costa di Faëdo (1409 m) östlich S. Maria Maggiore[1]). Danach mag die Oberfläche des Eissees im Melezzatale etwa 1450 m betragen haben. Diese Feststellung gestattet die Folgerung, daß die Schneegrenze beträchtlich höher als 1450 m gelegen haben muß. Denn zur Wahrung eines stationären Zustandes war die alljährliche Schmelzung nicht nur des auf dem stagnierenden Eissee gefallenen Schnees, sondern auch der von Norden und Süden zufließenden Eismassen notwendig.

Die schon mehrfach erwähnte beigegebene Isohypsenkarte der eiszeitlichen oberen Gletschergrenze des Tessingebietes faßt alle diese einzelnen Beobachtungen und Schlüsse in Übersicht zusammen und gibt ein Bild des physiogeographischen Zustandes des Tessingebietes zur Eiszeit oder genauer — wie hier vorweggenommen sei[2]) — zur Würm-Eiszeit. Die verschiedenen geschilderten Tansfluenzen, die Diffluenz des Tessingletschers über den Cenere, die Diffluenz des Maggiaeises in einem Centovalli- und einem Langenseearm und manche andere Einzelheiten sind aus ihr zu erkennen.

D. Allgemeine Bemerkungen zur Physiogeographie der eiszeitlichen Alpengletscher.

Wir hatten im Verlaufe dieses Kapitels wiederholt Gelegenheit, Fragen allgemeiner Natur zu berühren. Jedoch unterblieb in Rücksicht auf den Zusammenhang eine weitere Ausführung derselben. Wir fassen diese allgemeineren Betrachtungen daher am besten in einem vierten Abschnitt zusammen.

1) Traverso, Geologia dell' Ossola. S. 177. 2) Vgl. S. 31 f.

1. Scherung im Eise bei Transfluenz.

Mehrere Transfluenzgebiete des Tessin, insbesondere das des St. Bernardin, zeigen an Punkten von sehr geringer Horizontal- und Vertikalentfernung sehr bedeutende Differenzen der mittleren Schliffrichtung. Nordwestlich des St. Bernardinpasses differiert die mittlere Schliffrichtung an Punkten von ca. 390 m horizontaler und ca. 90 m vertikaler Entfernung um 75°: am nördlichen Rande der Marschölalp laufen die Schliffe dem Rheintal noch parallel, wenig weiter südlich und wenig höher sind sie beinahe senkrecht dazu gerichtet. Zudem ist die Öffnung des Bernardinpasses im Verhältnis zum Rheintal sehr breit. In der Höhe der oberen Gletschergrenze beträgt dieses Verhältnis der Querschnittsweiten etwa $^3/_2$. Das macht die Vermutung sehr wahrscheinlich, daß nicht nur die rechtsrandlichen Partien des Rheingletschers, die dem Gehänge auflagen, diesem entlang nach Süden umbogen, sondern daß auch aus der Mitte des Rheingletschers Eismassen dem offenen Tor zuströmten. Die genau senkrecht unter letzteren befindlichen Eisteilchen aber wurden durch die Wandungen des Rheintalkanals konstant in östlich gerichteter Bewegung erhalten. Stützen wir uns nun auf die Theorie der Gletscherbewegung, die H. Crammer[1]) auf Grund eingehender Studien an rezenten Gletschern aufgestellt hat, so ist der Schluß unabwendbar, daß die Eisschichten der Tiefe des Rheintales die Ostrichtung ihrer Bewegung beibehielten, während die der Oberfläche und die benachbart darunter gelegenen sich nach Süden bewegten, trotzdem sie von den tieferen mit deren Eigengeschwindigkeit nach Osten getragen wurden: die nach Süden gerichtete Geschwindigkeitskomponente dieser Eisteilchen hatte also einen sehr hohen Betrag. Es muß daher, wie schon Penck[2]) für ein anderes analoges Gebiet andeutete, eine Scherung im Eiskörper stattgefunden haben. Ebenso wie für den St. Bernardin müssen wir eine solche für die Nufenen und den M^te^ Cenere annehmen. Der ganze Betrag dieser Scherung braucht nicht auf die Grenzfläche zweier einzelner Schichten zu fallen; wahrscheinlicher ist, daß er sich auf eine Anzahl Schichten verteilte. Der geringe Vertikalunterschied von beinahe senkrecht zueinander stehenden mittleren Schliffrichtungen macht jedoch wahrscheinlich, daß diese Anzahl im Falle der Transfluenzstufe des St. Bernardin nicht allzu groß war. — Infolge der Scherung kamen Eisteilchen, die zuvor im Innern des Gletschers lagen, mit dem Felsboden auf der Höhe der Stufe plötzlich in Berührung. Demgemäß lasse ich hier auf der Transfluenzkarte des St. Bernardin die Bodenflußlinien unvermittelt einsetzen.

2. Zugehörigkeit der oberen Gletschergrenze zur Würmvergletscherung.

Direkte Beobachtungen zur Lösung dieser von H. Heß[3]) verschiedentlich verneinend beantworteten Frage habe ich nicht aufstellen können. Jedoch muß ich aus meinen Beobachtungen Folgerungen ziehen, die dazu führen, sie im Einklang mit Penck und Brückner[4]) durchaus bejahend zu entscheiden. Das von mir eingehender studierte Phänomen der Transfluenz muß, worauf die Frische der Schliffe weist, in der letzten Eiszeit, vielleicht noch nach deren Hochstand, stattgefunden haben. Es geht nicht an, diese Schliffe einer der ersten Eiszeiten zuweisen zu wollen und anzunehmen, daß in den langen nachfolgenden Zeiträumen die betreffenden Pässe auch nicht um einen Dezimeter erniedrigt worden

1) Vgl. Über den Zusammenhang zwischen Schichtung und Blätterung und über die Bewegung der Gletscher. Centralbl. f. Min. usw. 1902. S. 103—107. — Eis und Gletscherstudien. Neues Jahrb. f. Min. usw., Beilageband XVIII. 1903. S. 57—116. — Die Gletscher. „Aus der Natur". II. 1906. S. 385ff. — Struktur und Bewegung des Gletschereises. Mitteil. d. Geograph. Ges. in München. IV. 1909. S. 97—126.

2) Die großen Alpenseen. Geogr. Zeitschr. XI. 1905. S. 386.

3) H. Heß. „Der Taltrog." Pet. Mitt. 1903. S. 76. „Die Gletscher". Braunschweig. 1904. S. 363ff. „Alte Talböden im Rhonegebiet". Zeitschr. f. Gletscherkunde II. S. 338ff.

4) A. i. E. A. S. 283f., 606.

sind. Das Bild der Transfluenz der Eisstromlinien über den St. Bernardin und den M^te Cenere hat also zur unabweisbaren Voraussetzung eine hohe Eisfüllung des Rhein- bzw. Tessintales zur letzten Eiszeit. Diese muß wenigstens ca. 2200 m bzw. 1300 m Höhe gehabt haben. Nicht viel höher aber liegt die beobachtete obere Gletschergrenze. Sie muß somit der Würmeiszeit zugewiesen werden, trotz der beträchtlichen Mächtigkeit (ca. 800 m bzw. wenigstens 1300 m) der würmeizseitlichen Eiskörper, die man so erhält.

3. Die Plastizität des Bodeneises eiszeitlicher Gletscher.

In der Umgebung des St. Bernardin führten uns die Gletscherschliffbeobachtungen zu dem Schluß, daß hier die dünnen postglazialen Gletscher die Hindernisse nach Möglichkeit überflossen, während die mächtigen Gletscher der Hocheiszeit sie umflossen. Ein solches Umfließen der Rundbuckel durch eiszeitliche Gletscher schildert schon Heim in seiner Gletscherkunde (S. 392f., 394). Es geht ebenso aus den Schliffmessungen von Wahnschaffe in der Umgebung des Alvenslebenbruches bei Rüdersdorf (bei Berlin) hervor (s. F. Wahnschaffe, Erläuterung zu Blatt Rüdersdorf [d. preuß. geol. Landesaufnahme], S. 31f.). Wir müssen aus diesen übereinstimmenden Beobachtungen den Schluß ziehen, daß das Bodeneis der mächtigen hocheiszeitlichen Gletscherströme plastischer war als das der heutigen, was Heim in der Gletscherkunde (S. 385) schon aus theoretischen Erwägungen folgert. Doch scheinen mir die weiteren Folgerungen, die in dem genannten Werk an diesen Schluß anknüpfen, und zur Vorstellung eines sehr geringen Erosionsvermögens eiszeitlicher Gletscher führen (S. 394), wie schon hier bemerkt sei, nicht zwingend. Nach neueren Ausführungen von W. Salomon[1]), die sich teilweise auf experimentelle Untersuchungen von Finsterwalder und Blümcke stützen, müssen wir uns die Gletschererosion im wesentlichen nicht als ein Abhobeln Millimeter für Millimeter vorstellen, sie besteht viel mehr im Fortschaffen der durch die Frostverwitterung im klüftigen Gestein losgesprengten Blöcke. Eine beträchtliche Plastizität des Bodeneises muß aber für das zu einem solchen Transport nötige Umfassen der Blöcke durch das Eis recht förderlich sein.

4. Die morphologische Bedeutung der Schliffgrenze. Die Anschauung von H. Heß.

Allenthalben im Tessingebiet, wo die Schliffgrenze scharf entwickelt ist, macht sich in ihrem Bereich eine seitliche Unterscheidung des alten Gletscherufers geltend, so daß die Schliffgrenze einen einspringenden Winkel am Berggehänge bildet. Meine diesbezüglichen Beobachtungen stehen ganz im Einklang mit den Ausführungen von Penck[2]), Richter[3]), Kilian[4]), de Martonne[5]) und anderen. Nur ausnahmsweise ist nach Penck (A. i. E. A. S. 264) in der Höhe der oberen Gletschergrenze eine ausspringende Kante entwickelt. Der einspringende Knick der Schliffgrenze ist jedoch nur in den hochgelegenen Wurzeln der Alpentäler durchgängig so einschneidend, daß er bei der Trennung der großen Formen der alpinen Landschaft nach den Böschungsverhältnissen eine grundlegende Rolle spielen kann. In den großen Haupttälern beschränkt sich die wichtige Rolle der Schliffgrenze oft auf eine Scheidung der Kleinformen der Gehänge.

1) Können Gletscher im anstehenden Fels Kare, Seebecken und Täler erodieren? Neues Jahrb. f. Min. usw. 1901. II. S. 117. 2) A. i. E. A. S. 263.
3) Geomorphologische Untersuchungen in den Hochalpen. Pet. Mitt. Erg.-Heft Nr. 132. S. 37ff. Vgl. auch die Bilderbeilagen. 4) La Géographie XIV. 1906. S. 264.
5) Traité de Géographie physique. 1909. S. 626.

H. Heß[1]) kam jedoch vor einiger Zeit auf Grund von Studien über das Rhonetal zu der entgegengesetzten Anschauung, daß die Schliffgrenze meist einen ausspringenden Winkel darstellt, und daß von der Schliffgrenze an die eigentlichen Alpentäler beginnen. Schliffgrenze und oberer Talrand sollen überall zusammenfallen. Heß weist der Schliffgrenze somit allenthalben eine überaus wichtige morphologische Rolle bei der Trennung der großen Formen der alpinen Landschaft zu. Er hat diese Anschauungen kürzlich in einem allgemeiner gehaltenen Artikel wiederholt.[2])

Das Interesse, das ich seit mehreren Jahren an den Ideen des genannten Forschers genommen habe, wie der Umstand, daß er dieselben alsbald auf das Tessingebiet ausdehnen zu wollen scheint[3]), veranlaßt mich, auf die Heßschen Ausführungen in der angedeuteten Richtung etwas näher einzugehen.

Indem Heß allein mit Hilfe des vorliegenden Kartenmaterials durch die senkrecht zur Talrichtung vorspringenden Sporne der Alpentäler Profile legte, fand er regelmäßig einen vierfachen Gehängeknick auf beiden Talseiten. Er verband die zusammengehörenden beiderseitigen Knicke eines Profils durch eine Kurve von der Form eines nach unten durchhängenden Seils und deutete die Gehängeknicke als Reste alter Talböden. Die analogen Gehängeknicke verschiedener Profile gestatteten es ihm, vier solche ineinandergeschachtelte „Tröge", deren Bildung er je einer Eiszeit zuweist, durch zahlreiche Alpentäler hindurch zu verfolgen. Hinsichtlich der Auffassung der Schliffgrenze lassen seine Arbeiten eine gewisse Änderung der Auffassung im Laufe der Jahre erkennen. Früher[4]) verlegte er die heute sichtbare Schliffgrenze in den Boden seines ältesten, des Günztroges. In denselben Schriften redet er auch von einer Unterschneidung an dieser Schliffgrenze[5]), die durch die Mindelvergletscherung bewirkt sein soll. Nach seinen neuesten Studien über das Rhonetal aber verraten ihm Abstufungen und Gehängeknicke 200—400 m über dem heutigen Talboden, die er früher ihres nur untergeordneten Auftretens im Ötz- und Ogliotale wegen als Werke postglazialer Stadialgletscher gedeutet hatte, den Boden des Rißtroges, während die Phänomene, die er früher mit diesem in Zusammenhang gebracht hatte, dem Boden des Mindeltroges angehören.[6]) Dadurch wird ein jeder seiner Tröge (mit Ausnahme des jüngsten) um eine Glazialzeit älter, und die heute sichtbare Grenze von runden und zackigen Formen rückt somit an den oberen Rand seines Günztroges. Dieser ist in manchen seiner Profile so ausgeprägt, daß er den eigentlichen Einschnitt des Rhonetales von ihm an rechnet. Er kommt so zu der Anschauung, „daß von der Schliffgrenze abwärts das Rhonetal beginnt". Schliffgrenze und oberer Talrand sind für ihn das gleiche. Daraus zieht er den Schluß, daß die Alpentäler im wesentlichen gemäß der Vierzahl der Tröge durch eine vierfache Wiederholung der glazialen Erosion geschaffen worden sind. Die präglaziale Oberfläche denkt er sich als eine peneplainartige, ungegliederte Abtragungsfläche, die sich von der Schliffgrenze gemächlich aufwärts dehnt.

Gegen diese Anschauungen sind von Brückner[7]), Penck[8]) und Crammer[9]) schon zahlreiche Bedenken allgemeinerer Natur geltend gemacht worden. Wir haben hier nur die Idee, daß Schliffgrenze und oberer Talrand zusammenfallen, zu betrachten, wobei ein Eingehen auf Einzelheiten der Heßschen Arbeit über die alten Talböden im Rhonegebiet nicht vermieden werden kann.

Der zur Diskussion stehende Schluß baut sich auf zwei einzelnen Leitsätzen auf, nämlich 1. die Schliffgrenze liegt am oberen Rande des Günztroges, 2. der obere Rand des Günztroges stellt den oberen Talrand dar. Diese Leitsätze haben aber nur Sinn, wenn die Existenz und die Lage des oberen Randes eines Günztroges sicher festgestellt ist, d. h. wenn die Heßsche Methode im ganzen einwandfrei ist. Mir erscheinen diese Leitsätze für sich nicht bewiesen, auch hege ich Bedenken gegen die Methode im allgemeinen. Ich muß daher aus zweifachem Grunde die Richtigkeit des zur Diskussion stehenden Schlusses bezweifeln.

Die Bestimmung der Lage der Schliffgrenze im Rhonetale gründet sich bei Heß nicht etwa auf besondere erratische oder Schliffgrenzbeobachtungen in der Natur, sondern lediglich auf die Zeichnung der Siegfriedkarte und die 7 von Brückner (A. i. E. A. S. 604) mitgeteilten Werte der oberen Gletschergrenze des Rhonetales. Letztere können unmöglich für die Heßschen Zwecke genügen, zumal da 2 von ihnen (Eggischhorn, Siders) vielleicht nicht einmal genau die Höhe des Hauptgletschers, auf die es bei den in Frage stehenden Untersuchungen allein ankommt, anzeigen. Welchen Irrtümern man aber unter alleiniger Benutzung der Karte bei der Festlegung der Grenze rundgeschliffener und gezackter Formen ausgesetzt ist, und wie wenig

1) Alte Talböden im Rhonegebiet. Zeitschr. f. Gletscherkunde II. S. 321.
2) Talbildung in den Alpen. Himmel und Erde XXI. 1909. S. 537—546.
3) Vgl. Alte Talböden, S. 343.
4) Die Gletscher. Braunschweig 1904. S. 363ff. Der Taltrog, Pet. Mitt. 1903. S. 76. „Probleme der Gletscherkunde", Zeitschr. f. Gletscherkunde I. 1906/7. S. 243.
5) Gletscher S. 366. Taltrog S. 74. 6) Alte Talböden, S. 332.
7) A. i. E. A. S. 617f. 8) A. i. E. A. S. 837f.
9) Zeitschr. f. Gletscherkunde III. S. 148ff.

man selbst bei richtiger Festlegung dieser Grenze sicher ist, auch wirklich die obere Höhe des in der Richtung des Haupttales strömenden Eises erhalten zu haben, habe ich im Felde oft genug bemerkt und in diesem Kapitel wiederholt auseinandergesetzt. Ed. Richter, der den Terminus „Schliffgrenze" prägte, erklärte (l. c. S. 37), nachdem er die außergewöhnlich deutliche Schliffgrenze zwischen dem Ober- und Mittelaletschgletscher geschildert, daß man sie auf der Siegfriedkarte wohl erkennen könne, aber erst, „wenn man einmal darauf aufmerksam geworden ist", und auch dann nur „lange nicht so gut wie in der Natur". Bei den meisten seiner Profile aber ermittelt Heß nicht einmal nach diesem Verfahren oder nach Brückners Angaben die Lage der Schliffgrenze. Er zieht vielmehr aus ganz wenigen solchen Bestimmungen rasch die eben zu beweisende Folgerung, daß die Schliffgrenze mit dem oberen Rande seines Günztroges zusammenfällt, und setzt dann einfach schematisch die Schliffgrenze in der Höhe des obersten Knickes seiner Profile an. So nimmt er sich von vornherein die Möglichkeit einer Prüfung seines Schlusses. Nach dem Gesagten kann derselbe aber keineswegs als gesichert gelten. Das beweist außerdem die Tatsache, daß die Lage seiner so bestimmten Schliffgrenze in vielen Fällen sehr unwahrscheinlich ist. Dafür einige Belege!

Auf der rechten Seite von Profil 17 (Birgisch, unterhalb Brieg)[1]), das Heß als das charakteristischste bezeichnet, wird die Schliffgrenze mit dem bei P. 2401 der Siegfriedkarte[2]) vorhandenen Gehängeknick[3]) identifiziert. Daß die Schliffgrenze hier liegen muß, läßt sich aus der Signatur der Karte in keiner Weise erkennen. Falls die Schliffgrenzbestimmung von Penck, Brückner (A. i. E. A. S. 604) und Richter (l. c. S. 39) am Eggischhorn sich wirklich auf den Hauptgletscher des Rhonetals bezieht, muß die obere Gletschergrenze im Profil Birgisch offenbar beträchtlich höher gelegen haben. — Warum soll weiter die Schliffgrenze auf die Höhe des Galm (2463 m) (Prof. 23) fallen? Letzteres erscheint mir nach den Erfahrungen, die ich mit der Siegfriedkarte machen konnte, unrichtig zu sein. Der Galm erscheint mir als ein Gratkopf, als vorstehender Rest eines ehemaligen Grates: Galm-Torrenthorn, der im übrigen durch den glazialen Wandverwitterungsprozeß gefallen ist. Danach müßte er über den Firn aufgeragt haben, der hier von 2400 m an abwärts den Fels bedeckt zu haben scheint. Ob diese Zahl aber für die Höhe des in der Rhonetalrichtung strömenden Hauptgletschers, auf die es für Heß' Folgerungen allein ankommt, irgendwelchen Wert hat, läßt sich nach der Karte nicht entscheiden. Das aber läßt sich, wie eben gezeigt, aus ihr herauslesen, daß die Zahl 2463 m für die Schliffgrenze höchstwahrscheinlich zu hoch ist. Auch in Heß' Schliffgrenzreihe paßt diese Zahl nicht hinein. Wiederholt fällt die Heßsche Schliffgrenze auf die Spitze von Berggipfeln, so in Profil 26 auf „la Zaat" (2200 m), so in Profil 28 auf P. 2117 der Creta-bessa-Kette. Eine solche Lage erscheint von vornherein als unmöglich.

Meiner Meinung nach ist es außerdem ein prinzipieller Fehler, die Schliffgrenze mit einem Terrassenrand identifizieren zu wollen. Der Rand der gleichen Terrasse kann bald weit zurückgerückt erscheinen, bald weit vorspringen, und je nachdem muß sich seine Höhe ändern. Bisher ist aber noch nie eine Schliffgrenze beobachtet worden, die talauswärts bald plötzlich anstiege, bald sich übermäßig rasch senkte. Das tut die Heßsche Schliffgrenze allerdings auch nicht. Denn die Heßschen Profile sind so gelegt, daß der Knick, der die Schliffgrenze darstellen soll, immer in angemessener, talauswärts allmählich abnehmender Höhe eintritt. Wo seine Profile allein auf wirklichen Spornen verlaufen, läßt sich daher die Heßsche Behauptung, daß der oberste Knick die Schliffgrenze darstelle, nicht ohne weiteres widerlegen, wiewohl bei manchen dieser obersten Spornknicke eine andere Erklärung durchaus wahrscheinlicher ist. So rührt der schon erwähnte Knick bei P. 2401 des Profil 17 (Birgisch) meiner Meinung nach einfach davon her, daß sich in dieser Höhe die Rhonetalwandung mit dem zwischen Gredetsch- und Kelchbachtal entlang laufenden Kamm verschneidet. Häufig aber laufen die Heßschen Profile gar nicht über bloße Sporne. Dann stellt der als Schliffgrenze bezeichnete Knick einen wirklichen Terrassenrand dar, und dann liefert dieselbe Terrasse in geringer Entfernung mitunter in ganz anderer Höhe, bald in größerer, bald in kleinerer, auf und absteigend, den analogen Knick, so daß es unmöglich wird, diesen mit Heß als Schliffgrenze anzusehen. So ist es z. B. mit Profil 17 auf der linken Seite. Hier senkt sich die schöne Terrasse von dem Kamm Glishorn-Spitzhorn sanft gegen das Nanstal. Kurz bevor sie das Rhonetal erreichen kann, wird ihr durch die zum „Esel" herabführende Runse arg Eintrag getan. Ihr ganzer unterer Teil ist herausgeschnitten, so daß sie, statt wie sonst in 2000 m, hier in 2400 m Höhe abbricht. In den unteren Teilen des Spornes Mattenstaffel-Kohlboden, über den Heß sein Profil legt, ist von ihr infolgedessen nichts mehr erhalten. Erst außerhalb des Bereichs der erwähnten Runse, in unseren Jahren zufällig von 2400 m ab, ist sie auch hier noch vorhanden. So kommt es, daß Heß hier in 2400 m Höhe einen scharfen Knick erhält, den er als „Schliffgrenze" ansieht. Würde er sein Profil ½ km weiter südwestlich legen, so würde dieselbe Terrasse ihm einen ebenso

1) Sämtliche zitierten Profile sind der Arbeit „Alte Talböden im Rhonegebiet" beigegeben.

2) Zum Folgenden siehe Bl. 473, 481, 482, 492, 496, 497 des Siegfriedatlas.

3) Seine Übersichtskarte der Profile in 1 : 250 000 verzeichnet diesen Knick versehentlich zu weit nördlich, bei P. 2549 der Siegfriedkarte.

scharfen Knick in 2000 m Höhe liefern, in größerer Höhe aber keinen. — Ganz ebenso ist es mit Profil 26, rechts. Legt man dieses Profil 1 km weiter nach Westen, so ergibt die gleiche Terrasse einen Knick in 2109 m statt in 2200 m. Diese anderen Werte: 2000 m bzw. 2109 m passen durchaus nicht in die Heßsche Schliffgrenzreihe hinein. Sie rufen eben ein solches Auf- und Absteigen der Schliffgrenzwerte hervor, wie es in Wirklichkeit nicht existiert haben kann. — Ich glaube durch diese Hinweise gezeigt zu haben, daß die Ansicht von Heß, die Schliffgrenze falle mit dem oberen Rand des Günztroges zusammen, nicht stichhaltig sein kann.

Nun zum zweiten Leitsatz: der obere Rand des Günztroges stellt den oberen Talrand dar! Meiner Meinung nach ist es von vornherein nicht ganz richtig, zu sagen: Das Rhonetal beginnt da und da. Denn auch oberhalb der Linie, von der abwärts Heß das Rhonetal beginnen läßt, waren einst talbildende Prozesse tätig, bestand einst eine wirkliche Talung. Ragen doch die Gipfel der Walliser und Berner Alpen noch heute bis zu 2000 m über das Niveau auf, von dem ab Heß das Rhonetal rechnet. Aber auch abgesehen hiervon spielt der obere Rand des Günztroges in den Heßschen Profilen nicht immer eine die anderen Knicke so beherrschende Rolle, daß man das Rhonetal von ihm ab rechnen könnte. In manchen Profilen verliert er seine führende Rolle zugunsten des zweiten (Prof. 11, 24, 77, 89, 96, 102) oder dritten (Prof. 2, 3, 5, 6, 7, 8) Gehängeknicks. Mit demselben Recht kann man in diesen Profilen das Rhonetal vom zweiten oder dritten Knick beginnen lassen. Dann fällt aber sicher oberer Rand des Günztroges und oberer Talrand nicht zusammen. In mehreren Profilen (auf der rechten Seite von 18, 24, 28, 73, 90) schließlich zeichnet Heß am oberen Rand des Günztroges (d. h. in der Höhe der Schliffgrenze) nicht einen ausspringenden, sondern einen einspringenden Winkel. Diesen aber als oberen Talrand zu betrachten, ist unmöglich. — Ich kann somit der Anschauung, daß vom oberen Rand des Günztroges ab das Rhonetal beginnt, ebenfalls nicht beistimmen.

Die Bedenken, die Brückner, Penck und besonders Crammer gegen die Heßsche Methode geltend gemacht haben, teile ich durchaus. Das wichtigste von diesen erscheint mir folgendes: Was Heß untersuchen will, sind alte Talböden. Die zur Rekonstruktion solcher dienlichen Profile sollte man daher nie über Sporne legen. Denn Sporne entstehen sehr häufig durch Verschneidung von Seitentalgehängen mit dem Gehänge des Haupttales. In ihrem Bereich sind die zu untersuchenden Terrassenverhältnisse also stark modifiziert oder verwischt, ist die Höhe des gleichen Terrassenrandes äußerst wechselnd.

Aus allen diesen Gründen kann ich der Heßschen Anschauung, daß die Alpentäler von der Schliffgrenze an beginnen, nicht zustimmen.

5. Lokale Literatur.

Außer den schon erwähnten Schliffgrenznotizen von Rütimeyer, Gosset, v. Salis sind bisher wenige Angaben über die obere Gletschergrenze im Tessingebiet gemacht worden. Penck (A. i. E. A. S. 780, 781) schätzte nach den Geländeformen die Höhe der oberen Gletschergrenze bei Airolo auf mindestens 2100 m, bei Biasca zu über 1900 m, zwischen Bellinzona und Locarno zu ca. 1600 m. Meine oben mitgeteilten Beobachtungen bestätigen diese Schätzungen meistens.

Zu erstaunlich viel niedrigeren Werten für die obere Gletschergrenze ist vor nunmehr einem Menschenalter F. M. Stapff im 3. Abschnitt seiner „geologischen Beobachtungen im Tessintal“[1]) gekommen. Einerseits erscheint mir seine Methode unrichtig, anderseits ist aber auch sicher sein Beobachtungsmaterial unvollständig.

Stapff stellt die obere Gletschergrenze dadurch fest, daß er die höchsten der Talrichtung folgenden Schliffe und die niedersten von Seitengletschern herrührenden, dem Gehängefallen sich anpassenden Schrammen aufsucht und aus diesen beiden Höhen das Mittel bildet. Er bedenkt dabei nur in Theorie (S. 61, 70 des Separats), nicht in Praxis, daß diese diffizilen Spuren der Gletscherwirksamkeit durch postglaziale Stadialverhältnisse zuungunsten einer nach diesem Verfahren bestimmten Mächtigkeit des hocheiszeitlichen Hauptgletschers ganz wesentlich modifiziert sein müssen, worauf die Frische vieler Schliffe weist. Er gelangt so zu einer mittleren Mächtigkeit des Tessingletschers zwischen Airolo und Biasca von nur 440 m. Derselbe soll sich in drei getrennten Strömen über den Mte Piottino ergossen haben, so, daß zwischen denselben eisfreie Felsaufragungen sich als Nunataker erhoben und das Eis in einem Fall in den Kessel von Faido hinabstürzte; der Piorageletscher soll nur 120 m dick gewesen sein. Das merkwürdigste aber ist, daß die Oberfläche des Tessingletschers zwischen Bodio oberhalb Biasca und dem Mte Cenere um 130 m angestiegen sein soll. Stapff erklärt das durch die von ihm als bekannt und begründet angenommene Stop-

1) Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. XXXIV. 1882, S. 511. S. 47 des Separats.

panische Hypothese, daß der Tessingletscher in einen Meeresgolf gemündet und auf dem Meereswasser aufgeschwommen habe. — Auch unter alleiniger Anwendung seiner Methode kann man mit vollständigerem Beobachtungsmaterial zu wesentlich größeren Mächtigkeiten des Tessingletschers gelangen. Bei der Höhenzahl 1121 der Siegfriedkarte auf der Terrasse von Sobrio nördlich von Bodio (Bl. 508, Biasca) fand ich noch prächtige Gletscherschliffe, E 30° S, also in der Talrichtung laufend (bei Corecco (809 m) ob Polleggio solche in E 20° S), am Abfall der Cima di Medeglia gegen den M^te Cenere in 1100 m noch solche S 25°—30° W gerichtet. So ergibt sich schon nach diesem Verfahren eine Vermehrung der Gletschermächtigkeit um mindestens 321 m bzw. 170 m. Umgekehrt finden sich aber auch Schliffe, die der Gehängeneigung folgen, tiefer, als Stapff angibt, z. B. an der Gotthardstraße in 1300 m, nur 150 m über der Talsohle des Bedretto. Ein vervollständigtes Beobachtungsmaterial ergibt so auch in Praxi die Unmöglichkeit des Stapffschen Verfahrens, indem nämlich solche postglazialen, dem Gehängefallen folgenden Schliffe tiefer angetroffen werden, als selbst seine so niedrig angesetzte obere Gletschergrenze liegt. Eine andere Methode zur Feststellung der oberen Gletschergrenze verwendet Stapff nicht. Doch birgt sein Abschnitt über die Gletscher reiches Beobachtungsmaterial und auch manchen interessanten theoretischen Hinweis. Steht er doch bei der Würdigung der Möglichkeit der Frostverwitterung auf dem Gletscherboden (S. 53f. des Separats) ganz modernen, von Salomon[1]) geäußerten Ideen nicht fern. Wenn er dann aber die Zone zwischen 1600 m und 2000 m in der Umgebung von Göschenen und Wassen während der Hocheiszeit von Koniferenwäldern bestanden sein läßt, so steht das mit unseren heutigen Anschauungen in starkem Widerspruch.

1) W. Salomon. Können Gletscher in anstehendem Fels Kare, Seebecken und Täler erodieren? Neues Jahrb. f. Min., Geol. und Paläont. 1901. II. S. 117.

Drittes Kapitel.

Die postglazialen Gletscherspuren, Schuttkegel und Bergstürze der Tessiner Alpen.

Postglazial nennen wir einen morphologischen Prozeß dann, wenn er erst nach dem Maximum der letzten Eiszeit in Tätigkeit trat. Die wichtigsten durch postglaziale Prozesse geschaffenen Gebilde der Alpentäler sind Rückzugsmoränen, Schuttkegel und Bergstürze. Diese bewirken durch ihre Oberflächenform in den Alpentälern Stufen- und Riegelbildung. Jedoch haben diese aus losen Aufschüttungsprodukten bestehenden Stufen mit den in den festen Fels gegrabenen Stufen, wie sie allein Kennzeichen der Übertiefung sind, nur eine äußerliche Ähnlichkeit. Diese postglazialen Aufschüttungen ebenso wie die rein fluviatilen Alluvionen mit horizontaler Oberfläche verschleiern vielmehr den aus Anstehendem gebildeten Stufenbau der Täler. Wir räumen daher durch Vorwegnahme dieser Einzelformen die postglazialen stufenbildenden Aufschüttungen aus den Tessiner Tälern gewissermaßen weg, um die Übertiefung dann unverhüllt vorführen zu können. Außerdem sind die Rückzugsmoränen, Schuttkegel und Bergstürze der Tessiner Alpen an sich interessante Studienobjekte.

A. Postglaziale Gletscherspuren.

Im folgenden eine lückenlose Darstellung der Rückzugsphasen (Stadien) der Tessiner Vereisung zu geben, ist mir leider nicht möglich. Es liegt das teilweise wohl daran, daß ich nicht eine so ins einzelne gehende Untersuchung der Tessiner Täler vornehmen konnte, wie sie neuerdings etwa Lucerna in den Steiner Alpen oder Nußbaum im Saanegebiet geliefert haben. Ich konnte nicht alle kleinen Tessiner Täler eigens zum Nachweis der postglazialen Spuren begehen, und es mögen mir daher wohl manche stadiale Gletscher unbekannt geblieben sein. Doch macht die häufig unheimliche Steilheit der Gehänge sowie die tief ins Gebirge hinein greifende rezente Verschüttung der Haupttäler wahrscheinlich, daß manche stadiale End- und Ufermoränen unseren Blicken überhaupt entzogen sind.

Dieses letztere Moment ist auch der Grund dafür, daß man weit ins Gebirge hinaufdringen muß, ehe man auf Rückzusgstadien stößt. Die Haupttäler: Maggia, Verzasca, Ticino, Blenio, Calanca, Mesocco lassen solche nicht erkennen. Allerdings fand Stapff[1]) in einem Anschnitt der Gotthardbahn wenig unterhalb der Station Giornico eine Schicht 1—2 m großer Blöcke aus Leventinagneis, die er als Endmoräne deutet. Heute ist der Anschnitt berast und ein Urteil über die Richtigkeit der Stapffschen Interpretation nicht mehr möglich. Da aus dem von Stapff gegebenen Profil ein Endmoränencharakter dieser Ablagerung nicht hervorgeht, können wir ihr keine so schwerwiegende Bedeutung beimessen, um auf sie einen Stadialhalt des Tessingletschers oberhalb des Ortes Giornico zu gründen.

Ebenfalls zweifelhaft ist die Endmoränennatur einer Ablagerung in der Mündung des Traversagnatales (Misoxer Gebiet, Siegfriedatlas, Bl. 516).

1) Geologische Beobachtungen im Tessinthal, S. 43 und Tafel III, Fig. 9 des Separats.

Da sie jedoch mit dem Rückzug der Vergletscherung, und zwar mit der frühesten Phase desselben, zusammen zu hängen scheint, sei ihr hier kurze Beachtung geschenkt.

Wendet man sich von Roveredo im Misoxer Tal dem Eingang der Val Traversagna zu, so stößt man gleich oberhalb S. Fedele auf eine ausgedehnte Geröllablagerung. Sie ist in über 100 m Mächtigkeit in zwei schmalen Runsen über dem Wege von S. Fedele nach Sta Anna erschlossen. Gegen die Traversagnaschlucht steil abfallend, senkt sie sich gegen Campione zu allmählich, verschiedentlich undeutlich gestuft. Gegen den Berg von M^ti di Prabonella zu beherrscht sie ungefähr so weit, wie die weiten Isohypsen reichen, das Terrain, doch konnte ich hier nicht bis zu einem entschiedenen Abschluß der Ablagerung, der sich mehr und mehr örtlich anstehendes, eckiges Material beimengt, vordringen. Überall sieht man aus dem bemoosten Boden, in dem dichten Lärchen- und Kastanienwalde große, runde Blöcke hervorragen; die wenigen, aber guten Aufschlüsse zeigen kleine und große, runde Blöcke durcheinander in einem Mittel von grobem bis ganz feinem Quarzsand mitunter nesterartig gelagert. Schichtung ist nicht zu bemerken. Das Material der Blöcke liefern die verschiedenen im oberen Traversagnatal anstehenden Gesteine der Zone von Ivrea, die schon Studer[1]) so genau schildert: Syenite verschiedener Art, zum Teil porphyrisch, stark verwitterter Serpentin, Grauwacke, Grünschiefer, Hornblendeschiefer, verschiedene Gneise. Die Ablagerung zieht sich sanft ansteigend wenigstens 1 km weit in das Traversagnatal hinein. Es scheint sich um eine Verbauung des Traversagnatales zu handeln, abgelagert am Rande des noch im Haupttale verweilenden Misoxer Gletschers, als sich der Traversagnagletscher schon talaufwärts zurückgezogen hatte. Letzteres mußte in der Tat sehr bald nach Beginn des Rückzuges eintreten. Denn ein Gletscher, der das Traversagnatal gerade bis zur Mündung füllt, erfordert eine Schneegrenzhöhe von ca. 1650 m Höhe.[2]) Die hocheiszeitliche Schneegrenze aber lag etwa 1600 m hoch. Hob sich also die Schneegrenze um nur 50 m, so mußte die Abtrennung des Traversagnagletschers vom Misoxer Hauptgletscher und damit die besprochene Verbauung beginnen. Letztere füllt offenbar einen alten Talausgang westlich von dem heutigen, während der Traversagnafluß heute daneben durch den anstehenden (nordöstlich steil fallenden, sehr regelmäßig fein stratifizierten und gröber gebankten) Gneis epigenetisch einschneidet.

Gute Stadialspuren finden wir erst tief im Innern des Gebirges. Die Alluvialfläche des Cantone dei Vitelli nordöstlich von Fusio in Val Lavizzara (Siegfriedatlas, Blatt 507), wird von einem Blockwall abgeschlossen, den Rolle[3]) als Endmoräne bezeichnet. Ich konnte mir nur aus der Höhe eine Übersicht über die Form der Ablagerung verschaffen. Diese gibt der Rolleschen Auffassung recht. Die Endmoräne dämmte zeitweise einen kleinen See auf, der heute fast ausgefüllt ist. Das Bodenareal des alten Vitelligletschers wird von der Isohypse 2070 m ungefähr im Verhältnis 1 : 3 geteilt. In dieser Höhe dürfte die Dicke des kleinen Gletschers 80 m kaum überschritten haben. Die Schneegrenzhöhe, die er verlangt, mag also nicht größer als 2150 m gewesen sein. Wenig südöstlich liegt die Schneegrenze nach der topographischen Aufnahme von 1870/71 bei Südwestexposition in 2800 m. Bei Nordwestexposition, wie sie der Vitelligletscher hatte, dürfte sie daher etwa 2750 m betragen. Das ist aber 600 m über der des alten Vitelligletschers. Eine Depression der Schneegrenze von ungefähr 600 m weisen aber, wie die Untersuchungen von Penck und Brückner lehren,

1) Geologie der Schweiz. 2. Aufl. I. S. 302ff.

2) Planimetrische Bestimmung aus Albionascafirn, Resegnagafirn, Roggiascafirn, Ajanofirn und Traversagnagletscherzunge nach dem gleichen Verfahren, wie S. 39, Anm. 1 erläutert ist (s. Siegfriedatlas Bl. 516).

3) Das südwestliche Graubünden und nordöstliche Tessin. Beitr. z. Geol. Karte der Schweiz. Liefg. XXIII. S. 23.

sehr viele Stadialgletscher der Alpen auf. Diese Tatsache hat die genannten Forscher zu dem Schluß geführt, daß das Klima der Postglazialzeit nicht kontinuierlich von dem eiszeitlichen zu dem jetzigen überleitete, sondern vielmehr bei einer Depression der Schneegrenze von 600 m einen Stillstand oder sogar einen Kälterückfall zeigte. Dieser wurde Gschnitzstadium (γ) benannt (s. A. i. E. A. S. 343, 374). Ganz analoge Tatsachen führten zur Aufstellung eines Bühlstadiums (β) mit einer Depression der Schneegrenze von 900 m (s. A. i. E. A. S. 319, 373ff.), und eines Daunstadiums (δ) mit einer solchen von 300 m gegen den jetzigen Stand (s. A. i. E. A. S. 347ff., 373ff.). Unser kleiner Vitelligletscher stellt somit ein gut ausgeprägtes Gschnitzstadium dar.

Ein auffälliges Zeugnis hinterließ dieses auch in den Adulaalpen auf der Stufenhöhe der M^{ti} di Compieto östlich Olivone (Val Blenio, Siegfriedatlas, Bl. 504) in Gestalt einer stattlichen Blockmoräne (s. auch Rolle l. c. S. 23). Die Schneegrenze des alten Carasinagletschers, der sie aufschüttete, berechnet sich schlecht, da man keine Schätzung für die Eismengen hat, die über die Piotta in die Tiefe der Val Soja stürzten. Ohne Berücksichtigung derselben erhalte ich 2275 m als Schneegrenzhöhe (mittlere Höhe, durch Planimetrierung[1]) festgestellt). Zum Vergleich dürfen wir nicht nur den nach Westen exponierten Brescianagletscher heranziehen, der nach Jegerlehner[2]) eine für die Adulagruppe auffällig hohe Schneegrenze von 2875 m besitzt. Ein großer Teil des alten Carasinagletschers war nach NNW gerichtet und gegen die Westsonne geschützt, und da ist es von Bedeutung, daß der nördlich exponierte Lentagletscher eine mittlere Höhe von 2760 m hat. Danach erhält man eine Schneegrenzdepression des Carasinagletschers von etwa 550 m. Der wirkliche Wert dürfte wegen des Eisabgangs in die Val Soja 600 m erreichen.

Weit über das Tessingebiet finden sich verstreut auch Spuren des Daunstadiums (δ). Oberhalb der Alp Val Torta (südlich des Bedretto; Siegfriedatlas, Bl. 491) schließt sich an einen von der Gegend des Passo Naret herabreichenden Lawinenschuttkegel in ca. 2200 m Höhe ein die Val Torta abschließender teilweise beraster Bogen. Nach den nicht sehr charakteristischen Aufschlüssen handelt es sich wohl um die Endmoräne eines Valtortagletschers. Bei einer mittleren Kammhöhe der Talumrahmung von ca. 2650 m würde dieser Gletscher eine Schneegrenzhöhe von vielleicht 2425 m verlangen (Mittel aus Kammumrahmung und Gletscherende). Für den benachbarten ähnlich exponierten Basodingletscher gibt Jegerlehner (l. c. S. 557) 2760 m als heutige Schneegrenze an. Die so auf 335 m berechnete Depression legt es nahe, den Valtortagletscher dem Daunstadium zuzuweisen.

Das gleiche gilt von den Blockanhäufungen der Campolungoalp ob Rodi-Fiesso (Siegfriedatlas, Bl. 503), die vorwiegend aus Kalkglimmerschiefer und granatführendem, silberglänzendem Glimmerschiefer bestehen und von Rolle (l. c. S. 23) schon als Endmoränen angeführt werden. Dies scheint jedoch nur für die hinterste dieser Ablagerungen, die bis zu dem Knick des vom Seelein 2267 m

1) Das Verfahren ist das gleiche wie das von Penck angewandte und in den A. i. E. A. S. 234 beschriebene. Wie dort so haben auch hier die Begriffe Firn und Zunge nur eine approximative Bedeutung.

	Areal (qkm)	mittl. Höhe (km)	Inhalt (kbkm)
Carasinazunge	2,000	1,70	3,4
Carasinafirn.	4,325	2,20	9,52
Colmafirn.	0,950	2,25	2,14
Brescianafirn	1,375	2,80	3,85
Forneifirn	1,875	2,60	4,88
Navafirn	1,000	2,45	2,45
	11,525		26,24

Mittlere Höhe = Inhaltssumme/Arealsumme = 26,24 kbkm/11,53 qkm = 2,275 km.

2) Die Schneegrenze in den Gletschergebieten der Schweiz. Beiträge zur Geophysik. V. 1902. S. 486ff.

herabkommenden Gerinnes reicht, ihrer äußeren Form[1]) wegen sicher. Die anderen können auch Bergsturzbildungen sein. Für die genannte ergibt sich die Schneegrenze (etwas höher als Mittel aus Gipfelhöhe und Endmoränenhöhe[2]) zu ca. 2450 m.

Wandert man von Sta Maria am Lukmanierpaß (Siegfriedatlas, Bl. 411, 503) einige hundert Meter auf der Straße nach Disentis, so trifft man auf einen flach gegen Norden gekrümmten Wall, dessen rechte beraste Hälfte keinen Einblick bietet, während die linke infolge von Wegeverbesserungsarbeiten an der Straße gerade während meiner Anwesenheit gut aufgeschlossen war. Der Wall enthält gewaltige, halbgerundete Blöcke von Streifengneis, wie ich ihn in Val Termine und Cadlim fand, wie er jedoch nach Heim[3]) auch im Einzugsgebiet der Val Rondadura ansteht. Während ich auf diesen keine Kritzen beobachten konnte, trug solche zahlreich ein in der unmittelbaren Umgebung anstehender, zu den Bündner Schiefern gehöriger Quarzitsandstein. Der besprochene Wall stellt demnach offenbar eine Endmoräne dar. Eine zweite wallförmige Moränenablagerung mit gekritzten Blöcken findet sich talabwärts unterhalb Scheggia bei dem alten Brückenbogen, über den der Weg in die Val Vitgira führt. Zwischen beiden Moränen finden sich noch Trümmermassen, deren Moränennatur mir nicht sicher steht. Vielleicht sind es fluviatil umgelagerte Moränenreste, da sich stellenweise eine schwache Reihenanordnung der Steine bemerkbar macht. Die zuerst geschilderte Moräne scheint mir durchaus eine Endmoräne des Rondadurагletschers zu sein, der bis nach Sta Maria herabreichte und hier ein wenig gegen Norden umbog. Die Moräne unterhalb Scheggia entspricht einer weiteren Ausdehnung dieses Gletschers. Ob zu dieser Zeit der Gletscher der Val Cadlim den Rondaduragletscher erreichte, vermag ich nicht anzugeben. Bei der folgenden Schneegrenzbestimmung habe ich nur den Rondaduragletscher im Auge. Dessen Kammumrahmung mag 2800 m mittlere Höhe haben. Die Schneegrenze des bis 1800 m herabreichenden Gletschers muß also zu 2300—2350 m angesetzt werden. Jetzt liegt sie in diesem Gebiet verhältnismäßig tief. Ein Mittel aus den fünf (NW, N und NE exponierten) Gletschern Maigels, Cornera, P^zo Ganneretsch, P^zo Vitgira und Nalps, deren Schneegrenze Jegerlehner bestimmte, ergibt 2654 m. Für Ostexposition, wie sie der Rondaduragletscher hatte, mag zwar die heutige Schneegrenze ein wenig höher liegen, doch dürfte die zu bestimmende Depression den Wert 350 m kaum überschreiten, woraus die interessante Tatsache erhellt, daß der Lukmanierpaß (1917 m) ähnlich dem noch niedrigeren Maloja (1811 m)[4]) noch zur Zeit des Daunstadiums vom Eise blockiert war.

Ganz ebenso war es mit dem hochgelegenen Greinapasse (2360 m Kulminationshöhe). Nördlich der Buchstaben „ein" des Wortes „Greina" der Siegfriedkarte (Bl. 412), im Bereich des kleinen Sees, den diese verzeichnet, erstreckt sich ein Wall aus Blöcken des hier und weiter nördlich anstehenden Streifengneises. Er dehnt sich gegen Osten in die Alluvialebene vor. Jenseits des Flusses setzt er, gegen Süden umbiegend, fort und fällt hier mehr durch Farbe als durch Form auf. In auffälliger Weise hebt sich hier der hellgraue Gneisschutt von dem schwarzen Schieferterrain ab. Stellenweise unterbrochen biegen die Trümmermengen gegen Westen um und sind noch durch den aus dem Gl. de Rialpe kommenden Bach erschlossen. Die Form der nur aus Streifengneis bestehenden Ablagerung, die äußerst auffällige Tatsache der Existenz großer, linienhaft angeordneter Geröllmengen von hellem Gneis auf der rechten Talseite im Bereich des schwarzen Schiefers macht es zweifellos, daß wir es ausschließlich mit der

1) Diese, ebenso wie die Endmoräne des Pizzo di Claro-Gletschers (s. u.) erinnerte mich lebhaft an die A. i. E. A. S. 942 abgebildete Moräne des alten Boccheglетschers.
2) Nach dem Verfahren von Penck für sehr kleine Gletscher (A. i. E. A. S. 172).
3) Beiträge z. geol. Karte d. Schweiz. Lief. XXV. S. 225.
4) A. i. E. A. S. 823, 276, 382.

End- und den Ufermoränen eines Camadragletschers zu tun haben. Wahrscheinlich war es der Gaglianeragletscher, der in einer Rückzugsphase den Paß noch versperrte. Das Mittel aus den oberen und unteren Enden der drei südwärts exponierten Camadragletscher ergibt nach Jegerlehner 2860 m. In der Tat kann bei offener Südexposition die Schneegrenze kaum tiefer liegen. Für den eigentümlich geformten stadialen Gletscher läßt sich die Schneegrenze schwer berechnen. Als Mittel aus mittlerer Kammhöhe und Gletscherende ergibt sich etwa 2550 m. Jedenfalls beträgt die Depression etwa 300 m, so daß die Zuweisung des Greinagletschers zum Daunstadium sehr wahrscheinlich ist.

Dieser Gletscher rief eine Modifikation des Entwässerungsbildes der Greina insofern hervor, als er die beiden kleinen von den östlichen Coroigehängen kommenden Gerinne über die alte Wasserscheide östlich P. 2302 nach Süden drängte. Sie durchbrechen dieselbe in kurzer Schlucht. Heute läuft die Scheide zwischen Rhein und Po, zwischen Graubünden und Tessin über ein für das Auge völlig ebenes braungrünes Moorterrain.

Die bisher geschilderten Stadialhalte der Tessiner Gletscher stehen mit der Penck-Brücknerschen Ansicht über die Klimaepisoden der Postglazialzeit in gutem Einklang. Dies gilt jedoch durchaus nicht vom alten Mognolagletscher südöstlich Fusio (Val Lavizzara). Ich habe seine Endmoränen, die den Mognolasee um 15—16 m überragen, nicht gesehen und verlasse mich ausschließlich auf die Darlegungen Rolles[1]). Seine Schneegrenze wird 2375—2400 m hoch gelegen haben, also 400—425 m unter der heutigen. Ihre Höhe fällt also fast in die Mitte zwischen die der Schneegrenzen des Penck-Brücknerschen Gschnitz- und Daunstadiums.

Gut ausgeprägt ist das Daunstadium dagegen wieder zwischen Val Leventina und Val Blenio am Sobriokamm durch einen kleinen Kargletscher südöstlich des Predelppasses, und am Pzo di Claro bei Bellinzona durch ein Firnfeld, das sich dem östlichen Hang von P. 2670 auflegte und in 2300—2350 m eine Endmoräne hinterließ.

Schließlich seien noch einige wenige kurze Bemerkungen über Endmoränen aus der Literatur erwähnt, die vielleicht auch das Daunstadium repräsentieren. Der Aufstieg von A. Cassimoi (Val Carasina, Adulagruppe) zur Bocca di Fornei zeigt zwei alte, langgestreckte Ufermoränen des alten Forneigletschers[2]), Rolle (l. c. S. 23) fand Endmoränen in 2100 m Höhe in Val Vignone nordöstlich von S. Bernardino, und F. v. Salis[3]) erwähnt eine Endmoräne nordöstlich des Marschölhorns beim Bernardinpaß in der gleichen Höhe.

Läßt sich also auch das Ende der Stadialgletscher des Tessingebiets nur in verhältnismäßig wenigen Fällen sicher festlegen, so sind doch die Spuren ihrer Wirksamkeit sonst deutlich genug zu sehen. Mancher postglazialen Gletscherschliffe haben wir im vorhergehenden, insbesondere bei Besprechung der Stapffschen Arbeit, schon gedacht. Daß südlich des Gotthardpasses die dem stärksten Fallen des Gehänges folgenden postglazialen Schliffe sehr weit ins Tessintal herabreichen, erwähnt schon Penck (A. i. E. A. S. 780). Ich konnte solche unterhalb des Forts Fondo del Bosco noch 50 m tiefer verfolgen. Wundervoll sind die Spuren postglazialer Gletscher- und Gletscherwassertätigkeit in der Umgebung des St. Bernardinpasses entfaltet. Die besten von ihnen sind auf der beigegebenen Karte (Tafel I) verzeichnet. Es handelt sich nicht nur um das schon oben erwähnte System von postglazialen Schliffen unter dem Marschölhorn, sondern vor allem um die ca. 10 m langen, 3 cm tiefen, in die braunrot verwitternden Rundhöcker des Mucciatalbodens eingegrabenen Schrammen und um die prachtvollen Wirkungen des Gletscherwassers in Gestalt prächtiger, tiefer Töpfe,

1) l. c. S. 23 u. 52; Tafel VII, Fig. 19.
2) Nach J. H. Doncaster im Alpine Journal XXI, 1903, S. 25.
3) Über Gletscherschliffe usw. Jahrb. Schweizer Alpenklubs VIII, 1872/73, S. 527.

eingedrechselter Spindeln und lang gestreckter wohlgerundeter Kanäle. Die beiden Hauptstellen dieser Tätigkeit des Gletscherwassers liegen charakteristischerweise da, wo das von Norden kommende Eis sich gegen Süden in das Tal des Mucciaflusses herabsenken und die ersten Querspalten aufweisen mußte, so daß die zuerst von Tyndall[1]) gegebene Erklärung der Gletschermühlen hier durchaus ihre Berechtigung hat. Hocheiszeitlich können diese Spuren des Gletscherwassers nicht sein, da zu jener Zeit hier, hoch über der hocheiszeitlichen Schneegrenze, die Möglichkeit zur Bildung eines flüssigen Wasserstromes nicht gegeben war.

B. Schuttkegel.

Der Kanton Tessin ist das Gebiet der kolossalsten Schuttbildung in den Alpen. Kaum an anderer Stelle in unserem Gebirge haben postglaziale Zerstörungsprozesse schon größere Fortschritte gemacht als hier. Wüste, ungeheure Schutthalden überströmen allenthalben die Gehänge, wo nicht die Vegetation sich standhaft behauptet oder die Steilheit der Talwände zu groß ist. Enorm ist die Zahl mächtiger Bergstürze in historischer und vorhistorischer Zeit. Weit hinauf sind die Stufenmündungen zerschnitten, und riesige Schuttkegel verbauen die Haupttäler. Groß ist die Zahl der heute zugeschütteten kleinen Seen, und der Tessin sowie die Maggia arbeiten fortwährend intensiv an der Zuschüttung des Langensees, der einst im Tessintal wenigstens bis Bellinzona reichte.

Diese kolossale Schuttbildung ist eine direkte Folge der Übertiefung. Die übertiefte Landschaft der Tessiner Täler entspricht, wie in der Einleitung dargelegt wurde, in keiner Weise den Bedürfnissen der heutigen Flüsse, und diese Schuttbildung ist dem Bestreben zu danken, allmählich ein Normalprofil der Flußerosion zu schaffen und die infolge der Übertiefung oft übersteilen Böschungen der Tessiner Gehänge zu mildern. Die Formen der Übertiefung sind dem Antlitz der Tessiner Alpen im Vergleich zu anderen Teilen der Alpen besonders markant und tief eingeprägt. Infolgedessen ist auch die Schuttbildung besonders intensiv. Gefördert wird dieselbe noch des weiteren einmal dadurch, daß der im übrigen widerstandsfähige Tessiner Gneis durch die Wirkungen des Temperaturwechsels längs ausgeprägter Kluftflächen leicht in Quadern oder Platten zerfällt, anderseits durch die intensive morphologische Arbeit der gewaltigen Regengüsse.[2]) Ist doch das Adulagebiet mit 220 cm jährlicher Niederschlagshöhe das regenreichste der ganzen Schweiz, und der Kanton Tessin steht ihm hierin nicht viel nach. Beide stellen sich so in grellsten Gegensatz zu den durch mächtige Bergmauern gegen die regenbringenden Südwinde abgeschlossenen, äußerst regenarmen Nachbargebieten des Wallis und Engadin. Diese gewaltigen Wassermengen fallen im Tessin nicht regelmäßig Woche für Woche, sondern konzentrieren ihre Wucht häufig auf wenige Tage oder Stunden. Die Art der Wasserzirkulation zwischen Luft und Erde, zwischen Mittelmeer, Poebene und südlichen Alpen ist hier ganz ebenso, wie sie Hooker für den Himalaya schildert[3]): „Die Wasserdämpfe, die, ohne einen Tropfen über der heißen Ebene zu verlieren, aus einer Ferne von mehr als 80 geographischen Meilen vom indischen Meere herbeigeführt werden, entladen sich hier, um die üppige Kraft der Vegetation dieser entlegenen Region zu stützen; kehren dann, in reißende Waldströme verwandelt, zum Delta des Ganges zurück, um aufs Neue verdunstet, durch die Lüfte getragen, zu Wolken gesammelt, in Güssen niedergestürzt, den ewigen Wechsel zu wiederholen." Gar oft fällt noch mitten im Sommer dieser Niederschlag in Höhen über 2000 m bis

1) Die Gletscher der Alpen. Autorisierte deutsche Ausgabe, S. 440ff.

2) Vgl. H. Christ. Vegetationsansichten aus den Tessiner Apen. Jahrbuch des Schweizer Alpenklubs, 1873/74, S. 368, 391. L. Rütimeyer, Die Tessiner Alpen. Ebenda S. 341.

3) Nach Christ, l. c. S. 366 zitiert.

2500 m plötzlich als Neuschnee. Hatte doch — um ein geringe Zeit zurückliegendes Beispiel zu erwähnen — die allein am 12. und 13. Juli 1906 gefallene Neuschneedecke auf den Bergen zwischen Scaradra-, Lenta- und Canaltal (Adulagruppe) eine Dicke von nahezu 2 m, und im Tal unten, auf der Lampertschalp (2000 m) wurde 1,05 m Höhe des Neuschnees gemessen.[1]) Diese schneeigen Niederschlagsmengen schmelzen aber unter der Glut der südlichen Sonne in ebenso wenigen Tagen und wirken dann morphologisch ganz wie die sogleich als Regengüsse niedergestürzten Wassermassen.

Zu den auffälligsten Zeugen des gewaltigen Zerstörungswerks, das diese Wasserfluten bewirken, gehören die Schuttkegel[2]), die sich in den Tessiner Tälern fast an jede seitliche Stufenmündung anlehnen. Bald von rechts, bald von links dringen sie, fächerförmig sich ausbreitend, in die von den Aufschüttungen des Hauptflusses erfüllte und so ursprünglich horizontale Talsohle ein und beleben, mitunter ineinandergreifend, deren Relief. Oft wird der Hauptfluß durch sie völlig an die entgegengesetzte Talwandung gedrängt und hie und da sogar aufgestaut. Die meisten von ihnen sind noch heute in der Fortbildung begriffen, und manche bringen nach den besprochenen Wetterstürzen dem Verkehr oft beträchtliche Hindernisse, den Anwohnern bedeutenden materiellen Schaden. Der Seitentalfluß frachtet dann nicht nur gewaltige Mengen wüsten Schuttes auf Felder und Wiesen, er verlegt auch mitunter sein Bett auf dem Schuttkegel und schafft sich, wie erst kürzlich Anfang September 1908 die Calancasca, quer über Rebgelände, Straße und Eisenbahndamm einen neuen Weg.

Unter hunderten sei das markanteste Beispiel, das der Ganna negra südlich des Lukmanierpasses geschildert. In die östlich der Lukmanierstraße sich erhebenden, steilen, aus weichen Dolomiten, Sandsteinen und Schiefern der Trias und der Bündner Schieferzone bestehenden Wände ist oberhalb Casaccia eine einzige ungeheure Rüfe tief eingerissen, und von ihrem Fuße aus dehnt sich, wenigstens 1 qkm groß, bald hier, bald da vom Wildbach überflossen, ein ungeheurer flacher Schuttkegel, aus gelben, schwarzen, braunen und weißen, teilweise gewaltigen Blöcken bestehend. Ein jeder starke Regenguß richtet hier neue Zerstörung an. Das beweist die häufige Verbesserung und Verlegung der diesen Kegel querenden Lukmanierstraße, die hier viel mehr einem schlechten Landweg als einer Schweizer Hauptpaßstraße gleicht, das beweisen gegen die Talsohle zu die in der Steinflut ertrinkenden Arvenbäume, die in schon stark gelichtetem Bestande die entnadelten Äste wie klagend starr zum Himmel strecken, das beweist der Fluß, der kaum an der äußersten Peripherie des Kegels sich einen Weg offen zu halten imstande ist und oberhalb sogar zu einem kleinen olivgrünen, klaren See gestaut wird. Straßabwärts, unterhalb Casaccia, trifft man alsbald auf einen zweiten Kegel dieser Art. Hier aber hat sich die grausige Zerstörungsarbeit schon totgelaufen. Den halb erstickten Arven entsproßt hier neues Leben. Auffällig kontrastiert gegen diese linke Talflanke die aus konsistentem Gneis bestehende rechte. Hier grünen auf steilgerandeter, sicherer Höhe Lärchen, Arven und Kiefern auf alpenrosenbestandenem Boden prächtig.

C. Bergstürze.

Bergsturz von Chironico.

Von den beiden Riegelstufen der Leventina, deren jede die Gotthardbahn zu einem Kehrtunnelpaare zwingt, besteht die untere, zwischen Lavorgo und Giornico gelegen, nicht aus anstehendem Gestein, wie Rütimeyer[3]) für ihren Kern an-

1) Nach L. Lisibach, Jahrb. d. Schweizer Alpenklubs, 1906/07, S. 94.

2) Sie heißen im tessinischen Dialekt zusammen mit den Schutthalden „ganna" und spielen in der tessinischen Namengebung oft eine Rolle, z. B. Ganna di Gannariente unterhalb S. Carlo im Bavonatal, Ganna negra, Alpe di Ganna südlich des Lukmanier, Casina della Ganna im Lucendrotale beim Gotthardpaß. 3) Über Thal- und Seebildung, S. 31.

zunehmen scheint, sondern aus einem von knorrigen Kastanien beschatteten Haufwerk kolossaler eckiger Gneisblöcke, deren einige solche Dimensionen haben, daß in ihnen je ein Steinbruchbetrieb eröffnet werden konnte. Wiederholt[1]) wurde diese Ablagerung als Endmoräne gedeutet, während Penck[2]) sie für einen Bergsturz ansieht, und Davis[3]) beide Erklärungen für möglich hält. Meine eigenen mehrtägigen Begehungen, die Einzelbeobachtungen, die Stapff[4]) in den Einschnitten der Gotthardbahn machen konnte, sowie die Profile des Tunnels, der zu Zwecken einer elektrochemischen Fabrik bei meiner Anwesenheit von Lavorgo-Nivo 500 m, von der Ticinettoschlucht aus ca. 600 m vorgetrieben war, führen mich auf verschiedenen Wegen zu der von Penck gegebenen Erklärung.

Die fragliche Blockablagerung versperrt in stattlicher Mächtigkeit das Tessintal von Nivo bis Tirolo hin. (Vgl. Siegfriedkarte, Blatt 508, Biasca.) Durch den Ticinetto wird sie in zwei Flügel, die Ruvina (links) und den M^te^ Pellegrino (rechts) geteilt. Das Blockgewirr der Ruvina lagert zwischen Nivo und Chironico dem steil abstürzenden, glazial geglätteten rechten Gehänge des Tessintales mit horizontaler Oberfläche an, jedoch so, daß sich zwischen Talgehänge und Schuttablagerung eine deutlich ausgesprochene Talung einschaltet. Auch in dem erwähnten zur elektrischen Anlage von Norden in SSW-Richtung vorgestoßenen Tunnel traf man nach Mitteilung der Bauleitung bei Meter 490, also beträchtlich tief im Berg drin, schief auf das aus festem Fels gebildete, geglättete Talgehänge. Damit ist die oben angeführte Rütimeyersche Auffassung der bloßen Blockbekleidung eines anstehenden Riegels unhaltbar. Der M^te^ Pellegrino dagegen besteht nicht nur aus losem Schutt. Sein ganzer westlicher Teil, von Grumo südlich über P. 876 hinaus, stellt eine von gesundem Fels gebildete Terrasse mit Rundhöckeroberfläche dar. Merkwürdigerweise besitzt die ziemlich ebene Oberfläche des Ruvinaschuttes ungefähr die gleiche Höhe (810 m) wie diese. Die tiefere Terrassenabstufung des M^te^ Pellegrino bei P. 787 besitzt nur eine dünne Schuttüberkleidung. Mächtig wird dieselbe erst am Steilabsturz gegen die Station Giornico, wo sie der erwähnten Terrasse gleichsam angeworfen erscheint. Die ehemals zusammenhängenden Blockanhäufungen der Ruvina und des M^te^ Pellegrino sind durch die Erosionsarbeit des Ticinetto getrennt, der hier das glazial geglättete alte Gehänge wieder aufgedeckt hat (westlich vom „T" des Wortes Ticinetto der Siegfriedkarte).

Die fast stets frischen Blöcke dieser ganzen Schuttablagerung von Chironico bestehen fast ausnahmslos aus einem ebenmäßig stratifizierten, typischen zweiglimmerigen Gneis, wie man ihn z. B. am linken Talgehänge bei Anzonico anstehend findet. Ich fand nur einen einzigen, sehr stark verwitterten kleinen Glimmerschieferblock, der sich offenbar auf tertiärer Lagerstätte befindet. Nirgends fand ich erratisches Material des Tessintales oder die auffälligen Gesteine der oberen Val Chironico darunter. Danach lassen sich keinerlei Anhaltspunkte finden, die eine Moränennatur der Ablagerung wahrscheinlich machen könnten. Alles weist vielmehr darauf, daß es sich um lokales Material handelt, das gegen das rechte Tessingehänge angeworfen wurde. Dies geschah offenbar allein unter Vermittelung der Schwerkraft, so daß es sich um einen Bergsturz handelt.

---

1) Z. B. Rütimeyer. „Die Tessiner Alpen". Jahrbuch des Schweizer Alpenklubs 1873/74. S. 353f.: „Im Défilé zwischen Chironico und Lavorgo betritt man das Gebiet von noch heute nicht weggeräumten Moränen." — Seiler, Jahrbuch des S. A. C. 1875/76, S. 276: „Alter, aus gewaltigen Gneisblöcken zusammengesetzter Gletscherwall."

2) A. i. E. A. S. 801.

3) W. M. Davis, Glacial Erosion in the valley of the Ticino. Appalachia, IX, 1900, S. 146: „a huge moraine or landslide."

4) Geolog. Beobachtungen im Tessinthal, Tafel III, Fig. 9 und S. 43, 44, 78f., 84 des Separats.

So sicher mir dieser Schluß auch zu sein scheint, so schwer ist es, eine Ausbruchnische zu finden, die diese gewaltigen Trümmermassen geliefert haben kann. Das rechte Tessingehänge ist bis hoch hinauf viel steiler als das linke, so daß man zunächst eher hier nach einer Ausbruchnische suchen wird. Einer solchen Auffassung widersprechen aber die Lagerungsverhältnisse sowohl wie die petrographische Zusammensetzung. Die prächtige Felsterrasse von Grumo und P. 876, die für von Westen herabkommende Massen den besten Lagerungsplatz geboten hätte, ist frei von Bergsturzmaterial, die untere Val Chironico ist durch den Bergsturz nicht aufgefüllt, sondern vielmehr an ihrem Ostende abgesperrt, und nirgends finden sich die Glimmerschiefer des P^{zo} Forno unter den Trümmern. Der Bergsturz muß also von Osten gekommen sein. Hier weichen allerdings unter Anzonico die glazial gerundeten Formen zackigen Abbruchformen. Doch danken diese ihre Entstehung sichtlich der Unterscheidungsarbeit des Tessin, der sich zum Glück für die Anlage der Gotthardbahn ganz links in den Wall einschnitt und hier durch die ganze Schlucht der Biaschina hindurch das gesunde Gestein der linken Talflanke bloßlegte. Die Frage nach dem Ursprungsort des Bergsturzes muß demnach noch eine offene bleiben, desgleichen bleibt die ebene Oberfläche der Ruvina noch eine unerklärte Tatsache.

Die sanfte, von Häuschen, Kastanienbäumen und Rebengärten bedeckte Erhebung, die Tirolo vom Tessin trennt, stellt einen Ausläufer des Bergsturzes dar, und der kleine von Weinlauben umstandene Berg, auf dem sich das malerische alte romanische Kastell von Giornico erhebt, sowie ein noch kleinerer schattiger Hügel ein wenig weiter südlich sind Tomahaufen.

Der Bergsturz versperrte die alte Stufenmündung des Chironicotales, die rein östlich vom Dorfe Chironico zu suchen ist: Das untere Chironicotal stellt eine immer breiter werdende, fast ebene Alluvialfläche dar. Zwar fließt der Ticinetto da, wo er östlich der Kirche (P. 799), sich südöstlich wendend, gleichsam in einen Schlund hinabstürzt, über anstehenden Fels. Aber er fließt hier gar nicht in seinem alten Tal, er stürzt über sein rechtes altes Talgehänge zum Tessin hinunter. Die alte Talung, wie sie vor dem Bergsturz existierte, lag weiter nördlich. Das beweisen die Mißgeschicke der Arbeiten am Südtunnel der elektrischen Anlage. Man ging hier auf dem linken Ufer des Ticinetto über dem Buchstaben „T" von Ticinetto in NW-Richtung in den anstehenden Berg hinein. Dreimal versuchte man sich gegen Norden umzuwenden, dreimal aber stieß man auf den alten Ticinettolauf. Erst beim vierten Anlauf war er hinten herum umgangen. Das weist außerdem aufs bestimmteste dahin, daß der Ticinetto vor Ablagerung des Bergsturzes schon beträchtlich in seine Stufenmündung eingeschnitten hatte.

Die Bergsturznatur der Ablagerung von Chironico wird noch eindringlicher dargetan durch die zahlreichen Hinweise, die darauf deuten, daß hier die Zeit der Gletscherwirkung und die der Trümmerablagerung durch eine eisfreie Zeit getrennt waren. Nicht allenthalben nämlich ruht der Bergsturz direkt dem gesunden Gehänge auf. An verschiedenen Stellen wird er von ihm durch anders geartete Ablagerungen getrennt, die uns wichtige Zeugnisse für die postglaziale Geschichte des Tessintales liefern. Unterhalb der Bahnstation Giornico, bei einer Schwellenhöhe der Eisenbahnlinie von 441 m, beobachtete Stapff im Anschnitte des Fußes des M^{te} Pellegrino folgendes Profil (von oben nach unten):

	3,4 m feiner ungeschichteter Schutt	Chironico- u. Leventinagesteine.
Schuttkegel, gegen die Talmitte zu einfallend	4,2 m geschichteter Schutt mit feinen Sandlagen dazwischen	nur aus Gesteinen bestehend, die in Val Chironico anstehen (z. B. Disthenglimmerschiefer).
	2,5 m grober geschichteter Schutt	

2 m Blockablagerung aus Gneisen der mittleren Leventina[1])
10 m graublaue Grundmoräne des Tessingletschers mit erratischen Geschieben (Sellagneis, Bedrettogranit).

Desgleichen ergab ein damals für Tracierungsstudien der Gotthardbahn bei Nivo getriebener Versuchsstollen, daß auch der Ruvinaschutt von geschichtetem Sand und Bachschutt unterlagert wird. Weiter stieß man hier in dem neuen Nordtunnel der elektrischen Anlage bei Meter 489 auf eine „Bachschuttablagerung", und die hier verstärkte Wasserführung des Tunnels gab der Bauleitung zu der Annahme Anlaß, man sei hier auf ein altes Ticinettobett gestoßen. Die geförderten Gerölle sind jedoch, wie ich feststellen konnte, Tessingerölle und stammen nicht aus Val Chironico. Der alte Ticinettolauf existierte nicht hier, sondern, wie soeben ausgeführt, weiter südlich. Von den eben erwähnten Tessingeröllen sah ich ein großes, kugelrundes Gneisgerölle aus der Leventina, schwarzen Knotenschiefer, wohl von der Nufenen, und einen metamorphen Dolomit. Schrammen waren auf ihnen nirgends zu bemerken; es scheint sich um Flußgerölle zu handeln. Diese Ablagerungen unter dem Bergsturz beweisen, daß dessen Bildung von der letzten Eisfüllung des Tales durch eine eisfreie Zeit getrennt war, während deren der Ticinetto oben sich in seine Stufenmündung einschneiden und unten im Tessintal einen Schuttkegel aufbauen konnte.

Erhalten wir auf diese Weise eine maximale Altersgrenze des Bergsturzes, so geben die Ablagerungen, die sich oberhalb des Bergsturzes in der Umgebung von Lavorgo finden, und die Stapff[2]) eingehend besprochen hat, Anhaltspunkte für eine minimale Altersgrenze. Die Sohle des Tessintales liegt bei Lavorgo volle 200 m unter der Oberfläche des Bergsturzes. Hier fanden sich im heute berasten „Retaeinschnitt" der Gotthardbahn (680 m Bahnstrecke unterhalb Station Lavorgo; 603,4 m Schwellenhöhe) auf „Gletscherschutt" („Sandkonglomerat"?) blaue und gelbe Glimmertone, in 4 m Mächtigkeit angeschnitten, jedoch wahrscheinlich über 10 m mächtig, dem Gehänge flach aufliegend (3°—11° südwestlich einfallend). Der gelbe Ton ist aus dem blauen durch Verwitterung hervorgegangen. Dem Tone lagern, zum Teil in ihn hineingekrochen, mächtige frische Gneissturzblöcke auf. Man fand in dem Ton Nadelholzköhlchen sowie noch unverkohlte Holzstücke, Rinden, Wurzeln und Zapfen, fast alle gesplittert und gequetscht; kein einziger Baum scheint mit Wurzel- und Astwerk direkt an der Stelle seines Standortes eingebettet worden zu sein. Strasburger und Wittmack bestimmten auf Anregung G. vom Raths die Hölzer und wiesen Weide, Arve, Legföhre, Lärche, Erle nach. Ich bin, da diese Pflanzenreste nicht etwa auf einer ausgeprägten Schattenseite gefunden wurden, ganz der Ansicht Stapffs, daß diese Pflanzengemeinschaft auf ein kälteres Klima weist, als es heute in einem Südalpental in 600 m Höhe existiert. Denn wenn diese Bäume auch vereinzelt im Tessintal fast bis zu dieser Grenze herunterreichen, so herrscht hier doch heute ein ganz andere üppige Baumflora vor: Kastanie, Nußbaum, Buche, Eiche, Ahorn u. a. Das ausschließliche Vorkommen der oben genannten Pflanzengemeinschaft im Glimmerton von Lavorgo beweist, daß zur Zeit von dessen Ablagerung hier ein Klima herrschte, wie es heute nicht fern der Waldgrenze existiert. Lavorgo gegenüber, bei Nivo, wurde in zwei Gruben derselbe Ton erschlossen. So weit die Stapffschen Beobachtungen! Meine eigenen Untersuchungen und Erkundigungen können nur eine Ergänzung zu seinen Mitteilungen sein: Beim Eingang der Biaschina, dicht bei der heutigen Säge, befand sich früher eine den

1) Über die Stapffsche Deutung dieser Ablagerung als Endmoräne s. oben S. 37.
2) L. c. S. 113—129 des Separats; Tafel VI, Fig. 18—24.

Ton ausbeutende Ziegelei. Der neue Nordtunnel der elektrischen Anlage durchfuhr auch zuerst blaugrauen Ton. Solchen findet man auch bei dem einzelnen großen Hause gerade östlich über dem Bahnübergang, wo er verkohlte Pflanzenreste enthält, daneben sieht man deltaartig geschichtetes Geröll, doch fehlt es hier an einem Übersicht gebenden Aufschluß. Ein solcher findet sich einige 100 m oberhalb Lavorgo. In etwa 15 m Mächtigkeit ist hier nordöstlich der Straße feiner Sand aufgeschlossen, unten horizontal geschichtet, höher mit ca. 30° in der Talrichtung einfallend. Ganz oben zeigt er eine interessante Doppelfalte, die durch den Druck der auflastenden Gneissturztrümmer hervorgerufen wurde. Hier geht der Sand stellenweise in Lehm über. In Sand und Lehm finden sich gänzlich verweste Pflanzenstengel. Diese Beobachtungen lassen sich folgendermaßen zusammenfassen: Das Tessintal wird bei Lavorgo durch den Bergsturz von Chironico zu einem Becken verschlossen, dessen Boden bis 629 m Höhe mit Tonen und bis etwa 640 m mit teils horizontal, teils deltaartig geschichteten Sanden ausgekleidet wurde. Soweit die Aufschlüsse einen Einblick gestatten, scheinen die Sande von den Tonen in der Regel unterlagert zu werden. Alle diese Umstände machen es sehr wahrscheinlich, daß, wie bereits von Stapff angenommen, oberhalb des Bergsturzes in etwa 650—600 m Höhe zeitweilig ein See existierte, zu einer Zeit, als hier eine Pflanzengemeinschaft gedieh, wie sie sich heute noch in der Nähe der oberen Waldgrenze findet. Der Glaube, daß hier vor langer Zeit ein See existierte, ist auch unter den Bewohnern von Lavorgo verbreitet. Dieser See entstand aber eben erst durch die Ablagerung des Bergsturzes. Letztere fällt somit weit in vorhistorische Zeit, als das Klima noch kälter war als heute.

Fassen wir die Hauptresultate unserer längeren Betrachtungen über den Bergsturz von Chironico kurz zusammen, so ergibt sich folgendes: Nachdem die Gegend oberhalb Giornico eisfrei geworden war, schnitt sich der Chironicobach (Ticinetto) oben erheblich in seine Stufenmündung ein und breitete unten einen Schuttkegel ins Tessintal hinaus. Gleichzeitig frachtete der Tessin Flußgerölle herbei, die sich teilweise mit dem Schuttkegelmateriale mischten. Später erfolgte der Bergsturz, der im Tessintal, vielleicht auch im Chironicotal, Seebildung zur Folge hatte, zu einer Zeit als hier noch ein Klima herrschte, wie es heute nicht allzufern von der Waldgrenze existiert. Beim Wiedereinschneiden drängte der Tessin nach links, der Ticinetto nach rechts, und so wurden die jüngsten Züge des soeben betrachteten Landschaftsbildes geschaffen.

Bergsturz von Airolo. (Siegfriedatlas, Bl. 491.)

Muß so der Bergsturz von Chironico durchaus ein vorgeschichtliches Alter haben, so finden sich tessinaufwärts die Spuren einer Katastrophe, die sich erst in unseren Tagen ereignete. Von dem steilgeböschten (im Mittel 30°; oben 60°, unten 10°) Sasso Rosso nördlich ob Airolo ging in der Nacht vom 27. zum 28. Dezember 1898 ein Bergsturz nieder, durch den 2 Menschen ums Leben kamen, 12 Häuser und 15 Ställe zerstört und die schönsten Weiden der Gemeinde (etwa 200 000 qm) unter dem Schutt begraben wurden. Meine kurze Mitteilung fußt großenteils auf einer Schilderung Tarnuzzers.[1]) Der Bergsturz, durch den 500 000 Kubikmeter zur Tiefe gebracht wurden, erfolgte nicht längs der Schichtflächen — der anstehende Granatglimmerschiefer fällt vielmehr steil nördlich ein —, sondern längs zur Schieferung und Schichtung steil stehender Klüfte, an denen das Gestein sich schon vorher in Stufen abgetrennt hatte. Er gehört also nach Heim[2]) in die Kategorie der Felsstürze. Er ist eine direkte Folge der Übertiefung,

1) Der Bergsturz von Airolo und Bergstürze in den Schweizer Alpen. Frankfurter Umschau. 1899, III, S. 101—106 (Nr. 6, 4. Febr.). 2) Über Bergstürze. Zürich 1882.

die das Gehänge zu steil gemacht hatte, und dankt seine Auslösung wohl der allmählichen Durchtränkung der Klüfte mit gefrierendem Wasser. — Übrigens mag der Bergsturz von Airolo in längstvergangener Zeit an derselben Stelle schon einen Vorgänger gehabt haben. Erwähnt doch Stapff[1]) 1882 „längst vernarbten Sturzschutt des Sasso rosso".

Bergsturz von Biasca. (Siegfriedatlas, Bl. 508.)

Ein ausgesprochenes, rasch auslösendes Agens finden wir dagegen bei einem ebenfalls in historischer Zeit erfolgten, jedoch ungleich gewaltigeren Sturze, der unweit Biasca niederging. Der Chronist[2]) berichtet: „Berühmt ist der Unglücksfall vom 30. Herbstmonat 1512, bei welchem ein ungeheurer Losbruch von dem Berge (Pzo Magno) viele Wohnungen und viel Land mit einer unermeßlichen Schuttmasse bedeckte und auf der entgegengesetzten Seite zur Rechten des Brenno hinanstieg. Man erzählt, daß der Sturz die Wirkung eines Erdbebens war, und man weiß, daß gleichzeitig auf der entgegengesetzten Seite der Einsturz stattfand, der das Dorf Campo Bagigno im bündtnerischen Calanca vernichtete. Die zurückgetriebenen Gewässer bildeten auf dem Grunde des Blegnotales in einer Strecke von mehreren Miglien einen See. Jammervolles Verderben verursachte von da ab bis zum Lago Maggiore der plötzliche Ausbruch desselben nach Pfingsten 1514." — Der Gneis des Pzo Magno nordöstlich von Biasca läßt auffällige nördlich fallende Klüftungsflächen erkennen. Diese haben mit der Parallelstruktur nichts zu tun, die ich mehreren Orts sehr steil, fast saiger beobachtete[3]), soweit sie überhaupt hervortritt; denn es handelt sich durchweg um einen Augengneis mit teilweise zollgroßen, unregelmäßig gelagerten Feldspäten. In den durch die Übertiefung geschaffenen Steilsturz des Pzo Magno nagte sich von Osten her ein Wildbach ein, in seinem oberen Teile sich verzweigend, so daß hier eine Art Halbtrichter mit sehr steilen Wänden entstand. Langanhaltende Regengüsse[4]) während des September 1512 lockerten den Zusammenhang des Gesteins längs der Klüftungsflächen, und das erwähnte Erdbeben brachte dann die so entstandenen Spannungszustände zur Auslösung. Eine gewaltige Felsmasse löste sich längs der Klüftungsflächen und stürzte herab, jedoch nicht in der Richtung von deren Fallen (Norden), was nicht möglich war, sondern in der Richtung des Gehängefallens (NW). Sie eilte durch den Wildbachkanal wie durch einen Trichter und breitete sich an dessen Mündung als ein riesiger, etwa 2 qkm[5]) im Umfang messender Fächer aus, so daß ihre heutige Oberflächenform der eines allmählich rein fluviatil gebildeten Schuttkegels gleicht. Sie staut den Brenno noch heute sichtlich auf, der von Malvaglia an eine häufig überschwemmte, ganz rezente alluviale Niederung verwildernd durchschlängelt, während sein stärkeres Gefälle im Bereich des Bergsturzes die Energie zur elektrischen Beleuchtung der Stadt Biasca liefert. — Eine andere kleine Talstufe wird wenig oberhalb zwischen Motto und Malvaglia durch den rebenbestandenen Trümmerhaufen von Ludiano bedingt, dessen Ausbruchnische unter Ghiringello zu suchen ist.

Bergstürze im Calancatal. (Siegfriedatlas, Bl. 513.)

Das benachbarte beiderseits ungeheuer steilwandige, tiefeingeschnittene[6]) Calancatal hat in historischer und älterer Zeit derartige Unglücksfälle in reichstem Maße zu verzeichnen. Doch seien nur die wichtigsten des allenthalben von be-

1) L. c. S. 79 des Separats.

2) Stef. Franscini, Der Kanton Tessin, historisch, geographisch, statistisch geschildert. Gemälde d. Schweiz, Bd. XVIII. St. Gallen u. Bern 1835. S. 357.

3) Rolle, l. c. gibt auf Tafel VIII, Fig. 20. 70° Fallen in ESE-Richtung an.

4) S. L. Lisibach, Jahrb. d. Schweizer Alpenklubs, 1905/06, S. 131. Hier wird der 25. September 1513 als Tag der Katastrophe angegeben.

5) Nach G. vom Raths Schätzung. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1862. S. 456.

6) Sieht man doch von Arvigo aus an dem wenig gegliederten Talhang fast 2000 m ununterbrochen bis zum Pzo Mottone hinauf!

moosten gewaltigen Blöcken bedeckten, von ernsten weiten Tannenwaldungen umrahmten und von silbergrünem Fluß durchrauschten Tales erwähnt. Der Bergsturz von Cauco ist von besonderer Bedeutung für das Tal, da er eine beträchtliche Aufstauung des verwildernden Flusses oberhalb und eine Talstufe unterhalb Cauco bedingt. Er wurde 1512 am gleichen Tage wie der von Biasca durch ein Erdbeben ausgelöst. Wie jener ist auch er vom Fallen der Stratifikation unabhängig; senkrechte, wirre Klüfte scheinen seine Lostrennung begünstigt zu haben, und in grotesker Wildheit erheben sich rechts über Tal die Wände des anstehend Gebliebenen, die Trümmerstätte in Mauern und Türmen hoch überragend. Als ein großer steiler Kegel senkt sich der Sturz zu Tal und beherrscht noch das Gelände, auf dem, sicherer gelegen als das durch den Sturz zerstörte Dorf Campo Bagigno, heute sich Cauco erhebt. Jetzt zieht sich ein Wald prächtig gewachsener Birken die Trümmer hinauf, und friedliches Herdengeläute vernimmt man von der Stätte der Zerstörung. — Ganz analogen Charakters ist der Bergsturz unterhalb Landarenca. Der Name einer Wasserrinne: Val dell'Inferno kennzeichnet zur Genüge die Wildheit des Trümmersturzes, dessen Abrißgebiet noch heute öfters die Straße bedroht (z. B. im Jahre 1887). — Besonders gefährlich ist jetzt das linke Gehänge zwischen Buseno und Castaneda (letzter größerer Abbruch i. J. 1880), und infolge der intensiven einschneidenden Tätigkeit der Calancasca im Bereiche ihrer Mündungsstufe trennen sich über Grono heutzutage mitunter große Felsmassen längs klaffender Klüfte vom Gehänge.

Bergstürze im Mesoccotale. (Siegfriedatlas, Bl. 509.)

Wir wandern nun im Misoxer Tal aufwärts an dem kleinen runden Trümmerhaufen vorbei, aus dessen Kastanienhain die Ruine Norantola hervorschaut, über die Stufe von Mesocco, die aus Anstehendem besteht, hinauf nach S. Giacomo. Hier hat sich von den ungeheuer steilen Westwänden des Nordgrates der Cima di Barna ein gewaltiger Schuttkegel gegen SW vorgestreckt, und darüber ist ein ebenso mächtiger Bergsturz zu Tal gegangen. Diese beiden füllen das ganze Tal bis zu 1200 m Höhe. Ohne sie würde sich der übertiefte Talboden wohl ohne nennenswerte Stufe von der südlichen Steilwand der M^{ti} di Monzotenti bis nach Mesocco senken. Denn das Anstehende direkt unterhalb des Bergsturzes ist nicht so weit verbreitet, wie die geologische Karte der Schweiz 1 : 100 000 Bl. XIX angibt. Es beschränkt sich im großen und ganzen auf einen Streifen entlang dem Flusse von Cebbia nach P. 1146 hinauf. Und der Boden der verschütteten alten Talfurche ist weiter östlich unter dem Bache zu suchen, der die Buchstaben „co" des Wortes „S. Giacomo" der Siegfriedkarte trennt. Das hinter dem Bergsturz gelegene Talstück wurde in einen See verwandelt, soweit es nicht schon durch zwei weitere Schuttkegel aufgefüllt war. Dessen Abfluß suchte sich an der niedersten Stelle der Umwallung einen Ausweg: Er fließt gleich unterhalb S. Giacomo an der rechten Talflanke entlang, ca. 100 m hoch über seinem alten Talboden, und stürzt dann plötzlich im Sinne des Fallens des alten glazial gerundeten Talgehänges, das auf beiden Seiten einer scharfen Linie entlang unter das Bergsturzgewirr untertaucht, in die Tiefe hinab. — Östlich des Lago d'Osso beim Ort S. Bernardino verzeichnet die Rollesche Karte in langem Streifen „eb" („Gerölle, Schutt, Bergstürze"). Es handelt sich um eine Blockbestreuung, die vom Piz Mutun herabkam.

Bergstürze im Gebiet von Campo. (Siegfriedatlas, Bl. 499.)

Die beiden Dörfer Campo und Cimalmotto in der Val di Campo liegen auf einer breiten Terrase der linken Talseite, deren Rand sich heute 130—250 m über die von der Rovana durchflossene Talsohle erhebt. Diese Terrasse dankt in erster Linie nicht einer postglazialen Einschneidung der Rovana ihre Entstehung, zu welcher Auffassung die enge, fast schluchtartige Beschaffenheit

des Rovanatales unter der Terrasse vielleicht Anlaß geben könnte. Die vom Gletscher gerundeten Formen reichen auf der rechten Talseite bis unter das Terrassenniveau, und wie aus den Ausführungen des folgenden Kapitels hervorgehen wird, ist die Terrasse wahrscheinlich der Rest eines interglazialen Talbodens. Diese Terrasse ist heute großenteils in langsamer, aber steter Rutschung begriffen. Heim[1]) hat das ausführlich und anschaulich dargelegt, und seine Auseinandersetzungen bilden auch die Grundlage zu den Hauptpunkten der folgenden kurzen Schilderung.

Vom Jahre 1852 ab staute man die Rovana wiederholt zu Flößereizwecken und ließ die Wassermassen dann plötzlich mit großer Wucht ausfließen. Dabei unterspülten sie das Gehänge des nordöstlichen Teils der Terrasse, auf dem Campo liegt, stark. Das wurde um so schlimmer, nachdem in den Jahren 1867/68 von dem gegenüber befindlichen sehr steilen Gehänge des P. 2017 ein Bergsturz zu Tal gegangen war und die Rovana nach links an die Terrasse herangedrängt hatte. Zudem veranlaßten gerade in jenen Jahren ausgedehnte Entwaldungen im Bereich der Alpe Quadrella, daß das dort oben nun oberflächlich abfließende Wasser die Terrasse und ihr Hintergehänge durchtränkte. Vor allem aber fließen von diesem Hintergehänge zwei schwere, belastende Schuttströme auf die Terrasse herab, ein größerer aus der Gegend des Sasso rosso und ein kleinerer vom Bombogno her. So kam das Material der Terrase von Campo und ihres Hintergehänges, unter 15°—25° gegen SSE fallende Gneise, Glimmerschiefer, Hornblendeschiefer und Marmore, nach Heims Schätzung insgesamt ca. 120—150 Mill. cbm, ins Rutschen. Mit scherender Randkluft setzte sich die in Bewegung befindliche Terrasse von Campo gegen die stabilere von Cimalmotto ab, deren Bewegungen sekundärer Natur sind.

Um der Bewegung Einhalt zu tun, hatte man in der Talsohle Sperrmauern aufgeführt, die die Rovana von der direkten Bespülung der bedrohten Terrasse abhalten sollten. Heim erkannte die Unzulänglichkeit dieser Abwehrmaßregel und forderte 1897 eine umfassende Trockenlegung des durchfeuchteten, rutschenden Terrains, wobei er eine Entwässerung durch unterirdische Abzugsstollen empfahl. Es geschah jedoch nichts dergleichen. Heute sind die Sperrmauern teilweise weggeschwemmt, und das Unheil nimmt ungehindert seinen Fortgang.

Die beiden Schuttströme sind jetzt wie langsam kriechende Ungetüme mit verderbenbringender Stirn dem Ort Campo ganz nahe gekommen. Wo sie zusammenstoßen, da bilden sich große Wülste und Aufquetschungen des Terrains, so daß stattliche Tannen schiefgestellt sind, und Birken sich fast völlig zu Boden neigen, und wo fast mitten im Dorf früher ebener Wiesenplan war, da findet sich jetzt ein steiler Hang, und ein starker Stall, der auf jenem stand, ist heute zerstört. Ebenso kommt das Unheil von der anderen Seite näher. Um Meter rückt jedes Jahr der haarscharfe Terrassenrand, dessen kahler Abfall zur Rovana von Abspülungsrinnen gegliedert wird, gegen das Dorf zurück, und Klüfte, die man die Wiese durchziehen sieht, bereiten neue solche Abbrüche vor. Mehrere dem Rande nicht fern stehende Häuser mußten geräumt werden, und große Stücke gutes Acker- und Wiesenland gehen alljährlich verloren. Auch das Terrain, auf dem das Gros der Häuser steht, ist in Bewegung. Alle Häuser Campos, auch die tief fundamentierten, stehen mehr oder weniger schief, und es kann, wenn nicht schleunige Abhilfe geschaffen wird, nicht viele Jahrzehnte mehr dauern, bis auch die letzten Häuser Campos öde und verlassen dastehen.

Der kleine Bergsturz, der, wie schon erwähnt, Campo gegenüber in den Jahren 1867/68 von dem nordwestlichen Hang des P. 2017 abging, hat den-

1) Die Bodenbewegungen von Campo im Maggiatale. Geolog. Nachlese. Nr. 8. Vierteljahrsschr. d. naturf. Ges. in Zürich. Bd. 43, S. 1.

selben Typus wie der von Biasca. Die Fläche, längs derer er sich vom anstehend Verbliebenen lostrennte, ist vom Fallen der Parallelstruktur des Gneises unabhängig. Er entstand dadurch, daß das Gehänge durch rückwärtsschreitende Erosion eines Wildbaches übersteil gemacht wurde. Der Kanal des Wildbaches diente bei dem Absturz des Materials als Trichter.

Das Dorf Bosco im benachbarten Maggiatal lehnt sich an einen von lichtgrünen Lärchen geschmückten Trümmerhügel, über dessen Bergsturznatur ich mir bei kurzer Anwesenheit nicht klar werden konnte. Herr Dr. Preiswerk teilte mir freundlichst mit, daß es sich um einen Felssturz handelt, der aus dem Gebiet des südlich anstehenden „hornblendeführenden Schiefers“[1]) herabkam.

Bergsturz von Brione. (Siegfriedatlas, Bl. 511.)

Unterhalb Brione zeigt das sonst regelmäßig sich senkende Verzascatal eine über 100 m hohe Stufe. Sie wird durch einen gewaltigen Bergsturz gebildet, der aus einer Ausbruchnische der östlichen Talflanke westlich unter Agazzoli („Agazzi“ der Siegfriedkarte), durch senkrechte Klüfte begünstigt, herabkam. Das Verzascatal bildet oberhalb eine fast ebene Alluvialfläche. Trotz dieser Aufstauung schneidet der Osolafluß doch gleich oberhalb Brione festen Fels an.[2]) Es handelt sich hier nicht um Epigenesis. Vielmehr mündete das kürzere Osolatal früher in einer kleinen Stufe in das längere Verzascatal. Diese aber ist durch die Aufstauung gerade bis zur Höhe der Stufenmündung verdeckt worden.

Fassen wir diese einzelnen Mitteilungen über die postglazialen Bergstürze des Tessingebietes kurz zusammen! Alle Bergstürze im Tessin sind direkt oder indirekt eine Folge der Übertiefung, die den Gehängen der Tessiner Täler ihre enorme Steilheit gab. Mitunter wurde diese Steilheit lokal noch dadurch verstärkt, daß sich eine Wasserrunse in das Gehänge eingrub, deren oberer Teil die Steilheit der Talflanke naturgemäß um denselben Betrag übertreffen muß, um den der untere Teil hinter ihr zurückbleibt. Der Kanal dieser Wasserrunse spielt bei dem Bergsturz dann die Rolle eines Trichters, unter dessen unterem Ende sich der Schutt als ein flacher Kegel ausbreitet. In diesen Fällen gewinnt die Bergsturzablagerung das Aussehen eines rein fluviatil allmählich aufgeschütteten Schuttkegels, und der Hauptunterschied gegen einen solchen besteht in der ausnahmslos äußerst großblockigen Beschaffenheit des Bergsturzmaterials. Man kann im Tessin auch die verschiedensten Übergangsstufen zwischen einem solchen durch eine einmalige Katastrophe unter Mitwirkung einer Wasserrunse entstandenen Bergsturzkegel und einem normalen Schuttkegel verfolgen, der durch allmähliches, bei Regengüssen intensiveres Abbröckeln und Erodieren in der Höhe und Ablagern in der Taltiefe sich bildet. Der kleine Sturz links ob Cebbia (Val Mesocco, oberhalb Ort Mesocco) ist ein wahres Musterbeispiel für solche Übergänge.

Die Abtrennung der abstürzenden von den anstehend verbleibenden Felsmassen erfolgte mit Ausnahme der Rutschungen von Campo längs ausgeprägter Klüfte, nicht längs der Stratifikationsflächen. Bei keinem der zahlreichen von mir beachteten Bergstürze des Tessingebiets also handelt es sich um eigentliche „Bergschlipfe“ oder „-rutsche“ im Sinne Heims.[3]) Die Bodenbewegungen von Campo sind nach Heim eine in Schuttrutschung übergegangene langsame Felsrutschung. Die übrigen Fälle sind typische „Felsstürze“.

Bei einigen der Tessiner Bergstürze läßt sich noch das die Bewegung auslösende Agens feststellen: bei denen von Biasca und Cauco handelte es sich um Erdbeben, bei anderen um anhaltende Regengüsse.

1) S. die geolog. Karte der Simplongruppe von C. Schmidt und H. Preiswerk 1 : 50 000.
2) S. Abb. im Jahrb. d. Schweizer Alpenklubs 1903/04 S. 112.
3) Über Bergstürze. Zürich 1882.

Viertes Kapitel.

Die alten Talböden des Tessingebiets.

A. Die drei Talböden der Tessiner Täler.

Wenn man von Bodio in der unteren Leventina gegen den Sobriokamm emporsteigt und von dem Maiensäß Bedretto über die tiefe Schlucht des Vallone nach der Gemeinde Sobrio hinüberschaut, oder von da noch höher zum Poncione Strecuolo hinaufklimmt und seinen Blick auf die östliche Talwand der Val Blenio und ihre Seitentäler[1]) richtet, oder wenn man sich ins Bedrettotal oberhalb von Airolo begibt und die linke Talflanke ob des Weilers Ronco betrachtet[2]), da kann es niemandem unklar bleiben, daß im Tessin wundervolle, markante Spuren alter Talböden erhalten sind. In der Tat: „Ungemein charakteristisch für die tessinische Landschaft ist die Terrassenbildung".[3]) Alle Talflanken des Tessingebiets sind mit Terrassen geschmückt, die durch ihre Bedeckung mit grünen Weiden oder gar Feldern, mit Sommerdörfern oder Alpenhütten sich schon von fern aus dem dunklen Waldkleid oder den braunen bis schwarzen Felsen herausheben.

Schenkt man ihnen durch einen Besuch an Ort und Stelle und durch aufmerksames Betrachten von den verschiedensten Standpunkten aus ein eingehenderes Interesse, so entdeckt man bald, daß nicht alle von ihnen Spuren alter Talböden darstellen können. Wir müssen diese letzteren Arten von Terrassen kurz aufzählen, da manche Forscher, die alte Talböden lediglich nach der Siegfriedkarte verfolgten, verschiedentlich den Fehler gemacht haben, auch Terrassen und Stufen, die sicher nicht Reste alter Talböden sind, in diesem Sinne zu verwenden.

Auszuscheiden sind zunächst Terrassen, die nicht von Anstehendem gebildet werden. Besonders zahlreich sind nämlich im schuttreichen Tessin Fälle, daß Schutthalden oder Schuttkegel, an der Berglehne bis ins Tal herabsteigend, dieses bis zu ansehnlicher Höhe verschüttet haben, später aber, nachdem ihre Bewegung zur Ruhe gekommen, vom wieder einschneidenden Hauptflusse unterschnitten wurden und Terrassenform erhielten. Ausgezeichnete Beispiele sind: Madra und Dandrio im Malvagliatal[4]), Ronco, Bedretto, Villa im Bedrettotal, Montebello, Pianascia im Osolatal (Verzascagebiet). — Mitunter wird eine Terrasse an einer breiten Stufenmündung vorgetäuscht, wenn der Fluß letztere nicht gerade durchschneidet, sondern sich kurz vor dem Stufenabfall nach der einen Talflanke wendet, und hier die ebene Höhe der Stufenmündung von dieser Talflanke abtrennt. Dieser Fall liegt an der Stufenmündung von Val Malvaglia (Bleniotal), V. Gnosca (Riviera), V. Montogno (Mesoccotal) vor.[5]) Wir müssen uns um so mehr hüten, solche losgetrennten Höhen von Stufenmündungen, die Terrassenform besitzen, als Reste alter Talböden zu betrachten, als, wie noch gezeigt werden wird, im Tessin die Höhen von Stufenmündungen

1) S. Panorama im Jahrb. des Schweizer Alpenklubs 1904/05 S. 128.
2) S. Abb. in Atti della Soc. elv. di Sc. nat. adunata in Locarno 1903. S. 82.
3) F. Merz, ebenda S. 63.
4) S. Phot. im Jahrb. d. Schweizer Alpenklubs 1904/05. S. 136.
5) Eine gute Abbildung eines solchen Falles findet sich bei M. v. Déchy, Kaukasus, I, S. 307.

durchaus nicht zur Rekonstruktion von alten Talböden benutzt werden können. — Auszuscheiden sind schließlich alle Vorsprünge, die den Charakter von Felsbändern tragen. Im Bereich des Tessiner Massivs sind, wie in der Einleitung betont wurde, eigentliche Schichtterrassen nicht vorhanden. Dafür treten hier öfters kleine, meist kurze runde Bastionen auf, die wahrscheinlich einer im einzelnen Fall allerdings schwer nachweisbaren verschiedenen Klüftbarkeit des Tessiner Gneises ihre Entstehung verdanken. In dem Gebiet der sedimentären Überfaltungsmulden findet man hie und da eine wirkliche Schichtterrasse (z. B. bei A. Garzura, Val Luzzone, Bleniogebiet).

Nach Ausscheidung dieser drei Arten von Terrassen bleiben im Tessin die sogenannten Gesimse übrig. Diese stellen Reste alter Talböden dar, und zwar sind sie meistens Stücke der unteren Gehängepartien von solchen, mitunter auch Stücke der Talsohle. Man kann aber auch nicht alle wirklichen Gesimse in Talbodensysteme zusammenfassen, die durch das ganze Tessingebiet jedesmal einheitlich sich verfolgen ließen. Es ist das nicht zu verwundern. Denn es ergeben sich theoretisch verschiedene Möglichkeiten zur lokalen Ausbildung von echten Felsterrassen. Sehen wir solche doch beispielsweise gewissermaßen unter unsern Augen durch die fluviatile Zerschneidung eines oberhalb einer Stufe oder Stufenmündung gelegenen Talsohlenstückes entstehen, und die Möglichkeit zu einer solchen Art von Terrassenbildung war, wie wir noch darzulegen haben werden, auch in der Zeit vor der letzten Eisbedeckung der Tessiner Täler gegeben. Wir müssen daher, wie schon Penck hervorhob (A. i. E. A. S. 911), unser Hauptaugenmerk auf den Verfolg der großen Formen, der ausgeprägten Züge des Terrassenverlaufs, richten. Zudem müssen wir immer in Erinnerung behalten, daß im Tessin als einem ehemals vergletscherten Gebiet die Gesimse destruktiven Prozessen, insbesondere — wie sich noch ergeben wird — der glazialen Erosion, wiederholt unterlagen, und durch diese nicht nur erniedrigt, sondern auch in ihrer Form verändert, ja sogar lokal rückläufig gemacht werden konnten.

Wenn man sich an die großen Züge des Terrassenbaus der Tessiner Talwände hält, so lassen sich hier drei alte Talböden einheitlich fast durch das ganze Gebiet verfolgen. Den obersten von diesen nennen wir Pettanettotalboden[1]), den mittleren Bedrettotalboden[2]), den untersten Sobriotalboden.[3]) Die Existenz dieser drei großen Talböden ergab sich mir durch eine ins einzelne gehende Beobachtung in der Natur. Es mußte mir jedoch auch daran gelegen sein, manche Einzelheiten des Verlaufs, die Form des Querschnitts und vor allem die Gefällsverhältnisse dieser Talböden zu ermitteln. Zu diesem Zwecke legte ich auf Grund der Isohypsenzeichnung der Siegfriedkarte 65 Querprofile durch die Tessiner Täler.[4])

Diese Querprofile laufen nicht den Bergrippen entlang, wie die von H. Heß, sondern meist über die glatten Talhänge, indem sie charakteristische Terrassen aufsuchen, um über deren Stellung und Einordnung Auskunft zu erteilen. Sie wurden, wie die Heßschen, senkrecht zu den Isohypsen gelegt; wenn aber dieses Prinzip die Schneidung einer charakteristischen Terrasse unmöglich machte, so scheute ich mich nicht, das Profil auf einer Isohypse abzubrechen, auf derselben eine kleine Strecke entlang zu gehen, bis eine zu weiterer Verfolgung des geschilderten Prinzips geeignete Stelle erreicht war. Es wurde so nahe beieinander,

1) Das Piano Pettanetto nördlich des M^te Piottino, das diesem Talboden angehört, ist die breiteste und ebenste Terrasse des ganzen Tessingebiets. Daher wurde der Talboden nach ihm genannt.

2) Die Reste dieses Talbodens begleiten fortlaufend als „Trogschultern" das oberste Tessintal, das Bedretto.

3) Dieser Talboden ist am wundervollsten in der Gemeinde Sobrio ob Bodio und Giornico entwickelt.

4) Ich wurde zu dieser Arbeit durch die Studien von H. Heß über die alten Talböden im Rhonegebiet angeregt.

doch nicht ganz genau senkrecht untereinander liegende Terrassen in ein Profil zusammengefaßt. Nach Zeichnung dieser Profile wurden die alten Talböden in der Weise rekonstruiert, daß das Gefälle der zusammengehörigen Talbodenstücke von beiden Seiten allmählich sich verflachend fortgesetzt wurde. Aus dieser Rekonstruktionskurve wurde dann die Höhe der alten Talmitte abgelesen, die weiterhin zur Zeichnung von Längsprofilen der alten Talböden Verwendung finden sollte. Natürlich bin ich nicht in dem Glauben, die wahre Höhe der alten Talbodenmitte ganz genau ermittelt zu haben. Denn alle Terrassen unterlagen, wie schon hervorgehoben wurde, nachträglich destruktiven Prozessen, die abgesehen von einer Erniedrigung der Terrassen sowohl eine Verflächung als auch eine Versteilerung ihres Gefälles gegen die Talmitte bewirken konnten. Ich lege daher der Form des Querschnitts der rekonstruierten Talböden, die ungefähr die einer Kettenlinie ist, nicht viel Wert bei. Auf keinen Fall kann man aus ihr einen Schluß auf die Entstehung der Talböden ziehen, wie H. Heß es tat.

Die Art der Rekonstruktion der alten Talböden sei noch an einigen wenigen Beispielen erläutert, da sie für unsere weiteren Folgerungen von der größten Wichtigkeit ist. Das erste der hier reproduzierten Profile ist durch die untere Riviera gelegt.[1]) Es beginnt unter dem SW-Grat des P^{zo} di Claro und läuft in SW-Richtung. Bei der A. di Morto ergibt sich ein erster, allerdings nicht sehr scharfer Terrassenknick, der den Pettanettotalboden andeutet. Ausgeprägter ist die dem Bedrettoniveau zugehörige Terrasse der M^{ti} di Bassera, deren Rand in dem Profil in 1130 m Höhe erscheint. Am markantesten tritt die breite Terrasse der M^{ti} di Claro hervor. Diese hat in unserem Profil noch in sich eine Abstufung, die aber in der Natur gegen Norden wie Süden hin bald verschwindet. Unser Profil bricht auf der Terrasse von M^{ti} di Claro in 720 m Höhe ab und setzt ca. 2 km weiter nördlich auf derselben Terrasse senkrecht zu den Isohypsen fort. Es geschieht das deshalb, damit unser Profil jenseits des breiten, aufgeschütteten Talbodens auf dem gegenseitigen Hang die drei ausgeprägten, auf den Karten ohne Namen gelassenen Terrassen westlich von Prosito gegen P. 1927,4 („Punta di Vesgedo") hinauf treffen kann. Diese liefern dann auch die 3 prächtigen Knicke der rechten Seite des Profil und markieren so den Sobrio-, Bedretto- und Pettanettotalboden in auffälliger Weise. Wir verbinden nun die einander entsprechenden Knicke der beiden Seiten möglichst ungezwungen durch Kurven, die das Gefälle der Terrassen zunächst fortsetzen, gegen die Talmitte zu aber sich verflachen, so daß die beiderseitigen Kurvenhälften ohne Knick ineinander übergehen. Die tiefsten Punkte dieser Kurven, die die Form von schwach durchhängenden Seilen besitzen, stellen die Höhen der alten Talbodensohle so genau dar, wie es eben uns heute möglich ist, sie noch zu fixieren. Sie liegen in 570 m, 960 m und 1350 m.

Ein anderes lehrreiches Profil ist das letzte der hier wiedergegebenen. Dasselbe ist 1 km nördlich von Lostallo durch das Mesoccotal[2]) gelegt. Es beginnt auf der linken Seite nördlich von P^{zo} Gordasco in 1950 m Höhe, läuft zuerst nördlich auf der Terrasse La Pala entlang, biegt dann gegen NW ein und läuft über A. della Cimetta, P. 1033, Bertedà in die ebene Talsohle hinab. Drüben steigt es in Westrichtung über die jähen Felsen zu der A. di Orgio und A. di Groveno auf und endet wieder in 1950 m östlich von P^{zo} di Groveno. Die beiden Terrassen von La Pala und A. di Groveno markieren den Pettanettotalboden. Die Rekonstruktion der alten Talmitte ergibt 1560 m Höhe. Äußerst ausgeprägt sind auch die beiden Terrassen des Bedrettotalbodens bei A. della Cimetta und A. d'Orgio. Sie gestatten es, die Mitte dieses alten Talbodens in 1130 m Höhe zu fixieren. Dem Rest des Sobriotalbodens auf der linken Seite bei P. 1033

1) S. Bl. 512 des Siegfriedatlas oder Bl. XIX der Dufourkarte.
2) S. Bl. 513 d. Siegfriedkarte.

entspricht in unserem Profil auf der rechten Seite kein Gehängeknick. Wir können die Rekonstruktionskurve aber getrost in 950 m Höhe die ungegliederte rechte Talwand berühren lassen, denn ½ km talab findet sich in dieser Höhe die ausgeprägte kleine Terrasse von Pizetti, die nicht mit in das Profil aufgenommen werden konnte.

Mit Hilfe der nach dem angegebenen Verfahren rekonstruierten Talmitten wurden dann Längsprofile der drei alten Talböden für die größeren Tessiner Täler gezeichnet. An ihrer Hand haben wir jetzt die Talböden: ihren Verlauf, ihre Entstehung und ihr Alter näher zu betrachten.

Am ausgeprägtesten und am weitesten verfolgbar ist der Bedrettotalboden. Besonders in den oberen Teilen der Tessiner Haupttäler und in fast sämtlichen Seitentälern tritt scharf hervor, daß seine Terrassen die übertieften Talpartien von den hochgelegenen, nichtübertieften scheiden. Seine Terrassen dehnen sich als Trogschultern zu beiden Seiten über den Tessiner Trögen, die zu den übertieften Talpartien gehören; und oberhalb der Trogschlüsse, die den Anfang der Übertiefung in den Talwurzeln darstellen, gehen die beiderseitigen Trogschultern ineinander über und bilden weite, schuttüberströmte, meist sanft gegen die Karlingsgipfel des Talhintergrundes ansteigende Flächen. „Trogplatten" wollen wir diese halbtrichterförmig gegen den Trogschluß sich senkenden hochgelegenen alten Flächen nennen, in Hinblick auf die Tatsache, daß diese Formen in den Ostalpen „Platten" oder „Plattei" heißen.[1]) Die Trogplatten sind also die Talwurzeln des Bedrettotalbodens, die Trogschultern die Überreste seiner Gehänge oder Sohle. Überall, wo man den Bedrettotalboden in den Haupttälern talab verfolgt, münden die Trogschultern der Seitentälchen, von ihren Trogplatten ausgehend, gleichsohlig in ihn ein. Äußerst auffällig ist diese Tatsache z. B. in Val di Peccia und Val Bavona, in Val Mesocco, wo die deutlichen, von den Trogplatten ausgehenden Trogschultern der Seitentäler Val di Leggia, di Grono und Traversagna im Niveau des Bedrettotalbodens ausmünden, in Val Vigornesso, Redorta und d'Osola (Verzascagebiet), in der Längstalstrecke des Tessin, wo die Val Morobbia mit ihren Trogschultern in die Bedrettoterrasse des Tessintals ausläuft. Ich habe daher in dem einen Fall, wo man über den Verlauf des Bedrettotalbodens infolge der großen Zahl der übereinander befindlichen Terrassenniveaus oder großer Unregelmäßigkeit seiner Höhenlage von vornherein zweifelhaft sein kann, die Tatsache, daß das Terrassenniveau den Bedrettotalboden repräsentiert, in das die Trogschultern der Seitentäler auslaufen, direkt zum leitenden Prinzip erhoben.[2])

Das mit Hilfe der zuvor festgestellten Talbodenmitten rekonstruierte Längsprofil des Bedrettotalbodens senkt sich im Gebiet des Mesocco- und Calancatales äußerst regelmäßig in einer Kurve von talabwärts allmählich abnehmendem Gefälle. Im Mesoccotale hat es beim Orte S. Bernardino gegen 2200 m, beim Orte Mesocco 1500 m, bei der Einmündung ins Tessintal 750 m Höhe. Die Trogplatte des Calancatales bricht in 2400 m Höhe über dem Trogschluß ab, beim Hauptort Rossa liegt die Sohle des Bedrettotalbodens noch 1500 m, am Talausgang bei Grono noch ca. 900 m hoch. In Valle Maggia und Val Verzasca ist die Abweichung des Längsprofils von einem ausgeglichenen Verlauf

1) S. Penck-Richter, Gazialexkursion in die Ostalpen. Führer f. d. Exkursionen d. VII. internat. Geol.-Kongr. in Österreich. Wien 1903. S. 86 und Brückner, A. i. E. A. S. 611.

2) In den A. i. E. A. wird von diesem Prinzip allerdings wiederholt abgewichen. Z. B. läßt Brückner seinen präglazialen Talboden wohl an den Trogplatten der meistenWalliser Täler (Saas, Nicolai, Turtmann, usw.) beginnen, führt ihn dann aber in der Höhe der Stufenmündungen von Gredetsch- und Turtmanntal vorüber, obwohl diese Täler je eine Trogplatte besitzen. Beim Turtmanntal kann ich diese Talbodenführung nicht verstehen. Denn hier setzt nach Brückner das präglaziale Niveau mit der Trogplatte hoch über dem Trogschluß ein. Die Übertiefung des Turtmanntales müßte nach Brückner also beim Trogschluß mehrere hundert Meter, am Talausgang 0 m betragen.

nicht bedeutend; sie beträgt im Maximum 80 m, welcher Betrag durch die Unsicherheit, mit der die Fixierung der alten Talbodenmitten behaftet ist, durchaus erklärt wird. In der hintersten Val Sambucco hat die Trogplatte, die von der prächtigen Rundhöckerlandschaft des Campo la Torba gebildet wird, ca. 2350 m Höhe. In ähnlicher Höhe liegt die Trogplatte der Val di Peccia; beim Orte Peccia hat die Sohle des Bedrettotalbodens 1500 m, bei Bignasco noch über 1200 m, bei Locarno gegen 700 m Höhe. Der Bedrettotalboden der Val Verzasca senkt sich von etwa 1900 m in der hintersten Val Vigornesso über gegen 1200 bei Brione auf 700 am Talausgang.

Im Tessin- und dem sich anschließenden Bleniogebiet weist der Bedrettotalboden jedoch eine auffällige Komplikation auf. Die Trogschulter des Val Bedretto oberhalb von Airolo, die sich von der Nufenen an auf beiden Seiten des obersten Tessintales fast ununterbrochen entlangzieht und durch den Gegensatz der bewaldeten Troghänge zu den sanfter geneigten, von grünen Alpen und Schuttströmen bedeckten Terrassenoberflächen besonders auffällig gemacht ist, verliert unterhalb A. di Vinei und A. di Dross[1]) ihre Regelmäßigkeit. Man kann sie vielleicht noch in den Terrassen von Piansotto (1571 m) und Casin d'sora (1576 m) verfolgen. Hier aber bricht sie ab. Von Airolo ab findet sich in dieser Höhe keine Fortsetzung. Man verfolgt vielmehr in der Leventina ein höheres und ein tieferes Niveau, von 1650 m bzw. 1380 m Sohlenhöhe, und es entsteht die schwierige Frage, wie der Bedrettotalboden fortzusetzen ist. Penck ist offenbar geneigt (s. A. i. E. A. S. 800), die Bedrettoterrasse in dem unteren Niveau fortzusetzen. Das hat aber die Schwierigkeit, daß der Bedrettotalboden so beträchtlich unter der Höhe mancher Stufenmündungen entlanglaufen würde, was sonst nirgends im Tessingebiet der Fall ist. Es würde dann hier die merkwürdige, kaum erklärbare Erscheinung vorliegen, daß das übertiefte Bereich des Tessintales noch über die Bedrettoterrasse hinausgreift. Ich lasse mich daher in diesem Fall von dem Prinzip leiten, daß das Niveau den Bedrettotalboden verrät, in das die von den Trogplatten ausgehenden Trogschultern münden, und führe den Bedrettotalboden daher über das höhere Niveau. Denn in dieses laufen die Trogschultern der Seitentäler, insbesondere, wie auch die Tafel der Längsprofile zeigt, die von Val Canaria und Val Chironico, ohne Sprung ein.

Die Bedrettoterrasse schnellt also bei Airolo in die Höhe, nimmt dann auf 32—34 km langsam sich senkend einen normalen Verlauf, um dann bei Biasca plötzlich um 180 m wieder abzusinken. Auffällig ist, daß die Bedrettoterrasse des Bleniotales, die in ihrer Höhe noch kurz zuvor durch die Trogplatten und -schultern des Malvaglia- und Pontironetales festgelegt ist, beim Eintritt in die breite, offene Riviera den gleichen Sprung macht. Über die Gründe dieses eigentümlichen Verlaufs der Bedrettoterrasse habe ich nicht völlige Klarheit erlangen können. Das zuletzt hervorgehobene Moment des analogen Verhaltens von Val Leventina und Blenio legt vielleicht den Gedanken an eine tektonische Aufwölbung des Leventina- und unteren Bleniogebietes nahe. Von Biasca ab aber verläuft der rekonstruierte Bedrettotalboden wieder ganz regelmäßig mit talabwärts allmählich abnehmendem Gefälle. Wenig unterhalb von Biasca hat seine Sohle noch 1000 m, über Bellinzona noch gegen 750 m, über dem oberen Langensee noch 550 m Höhe.

Wenn man den Bedrettotalboden das oberste Tessintal hinauf bis zur Nufenen verfolgt hat und von diesem Standort seinen Blick nach Westen richtet, so kann man sich davon überzeugen, daß jenseits der Nufenen, natürlich mit umgekehrtem Gefälle, der Bedrettotalboden sich in dem Brücknerschen präglazialen Talboden des oberen Rhonetales fortsetzt. Direkt an die Paßhöhe, die ungefähr ins Niveau des Bedrettotalbodens fällt, schließt sich die rechte Trogschulter des Eginentales an, und in wenig geringerer Höhe

1) S. Siegfriedatl. Bl. 491, 503, 508.

sieht man jenseits des letzteren die linke Trogschulter bei „Auf den Rämenen" (Siegfriedatlas Bl. 490). Diese zieht sich abwärts nach dem Kühtal und den Kalber-, Schön- und Schloßmatten hin, welche Terrassen Brückner seinem präglazialen Talboden zurechnet (s. A. i. E. A. S. 610), dessen Spuren man von der Nufenen aus auch jenseits des Rhonetals im Gesteler, Ulricher, Geschener, Münster-Galen gewahr wird.

Wenn ich hier auf den Brücknerschen präglazialen Talboden Bezug nehme, darf ich nicht unerwähnt lassen, daß H. Heß[1]) vor einiger Zeit die Brücknersche Führung, Altersbestimmung und Deutung der Rhonetalböden angefochten hat. Heß verweist die „Galen"- und „Matten"-Terrassen des obersten Rhonetales (Twaregg, Brunni, auf Bidmern, Gesteler Galen, Münster-Galen usw., Blaasalp, Kalber-, Schön- und Schloßmatten usw., auf dem Tritt) der Sohle seines Mindeltrogs, also dem Ende der zweiten Eiszeit zu, während er die breite Terrasse von Rieder-, Bettmer- und Laxer Alp sowie den Aernergalen auf den Boden seines Günztroges verlegt. Brückner dagegen faßt alle diese Terrassen als Reste seines präglazialen Talbodens auf. Die Brücknersche, angesichts der Natur entstandene Auffassung erachtet morphologisch gleichwertige große Formen als gleichzeitig entstanden. Brückners Trogrand scheidet die übertieften Teile des oberen Rhonetals von den kaum erniedrigten, alten. Bei Heß aber übernimmt diese Rolle erst der Mindeltrogrand[2]), dann für eine Strecke ohne ersichtlichen Grund der Günztrogrand[2]), während in ersterem Falle der Günztrogrand, in letzterem der Mindeltrogrand durch ganz untergeordnete Terrassenanschwellungen oder Knicke repräsentiert sein sollen. Die Terrassen, die Brückner als präglazial anspricht, spielen in der Physiognomie des oberen Rhonetales eine morphologisch viel wichtigere Rolle, als alle anderen tieferen oder höheren Gehängeknicke und Gesimse. Mir erscheint seine Terrassenführung daher die richtige zu sein, und da nur unter seinem präglazialen Talboden übertiefte Talteile liegen, muß auch seine Altersbestimmung zu Recht bestehen.

Der Pettanetto- und Sobriotalboden sind nicht in der Ausdehnung zu verfolgen, wie der Bedrettotalboden. Insbesondere werden ihre Spuren gegen die Wurzeln der Tessiner Täler hin undeutlich oder setzen ganz aus. Die Terrassenspuren des Pettanettobodens kann man hier talaufwärts bis in die Höhe der Schliffgrenze verfolgen. Wo sie früher in größerer Höhe lagen, sind sie infolge der intensiven Zerstörungsarbeit, die überall oberhalb der Schliffgrenze Platz griff, heute nicht mehr erhalten. Der Sobriotalboden, dessen Spuren im übertieften Bereich der Tessiner Täler liegen, scheint gar nicht in allen kleinen Tälern ausgeprägt zur Entwicklung gekommen zu sein. Sicher ist das bei den Seitentälern der Fall, die über seinem Niveau in einer Stufe münden. Wo er jedoch bis in die Talwurzeln verfolgbar ist, da endet er ebenfalls in einer Trogplatte. So ist es z. B. in Val Calneggia und Val Onsernone-Vergeletto. Diese Trogplatten des Sobriotalbodens können jedoch mit denen des Bedrettotalbodens nicht verwechselt werden. Sie sind nur in seltenen Fällen, und auch dann fast immer nur undeutlich, zur Ausbildung gelangt. Allein Val Calneggia macht hiervon eine Ausnahme, wie schon Blatt 495 der Siegfriedkarte zeigt.

Das Gefälle des rekonstruierten Pettanetto- und Sobriobodens nimmt ebenfalls talauswärts allmählich ab. Allein wieder in der Leventina zeigt der Sobriotalboden Unregelmäßigkeiten. Sie erklären sich hier durch selektive glaziale Erosion infolge von wechselnder Gesteinshärte, wie im folgenden Kapitel zu zeigen sein wird. Über die Führung des Sobriotalbodens kann hier kein Zweifel bestehen. Schon Rütimeyer[3]) führt ihn hier ebenso wie ich. Übrigens sind solche Unregelmäßigkeiten im Verlauf eines Talbodens im überhöhten Profil viel auffälliger als in Natur.

Ich verfolgte den Pettanettotalboden in der Natur bis ans obere Ende des Langensees. Hier liegt seine Sohle in gegen 1000 m Höhe. Das Studium der betreffenden Karten macht es mir wahrscheinlich, daß er im Niveau der pliozänen marinen Strandverflächungen ausläuft, die sich am südlichen Alpenrande zwischen

1) Alte Talböden im Rhonegebiet. Zeitschr. f. Gletscherkunde, II. S. 321ff.

2) Nach der Heßschen Nomenklatur, die einen Trogrand jedesmal nach dem höher sich anschließenden Troge benennt.

3) Über Thal- und Seebildung. Basel 1869. S. 27ff.

Biella und der Brianza finden (s. Penck, A. i. E. A. S. 806f.). Mit ihnen ist er durch die fast völlig ebenen, 700—750 m hoch gelegenen Terrassen südlich von Cannobbio (Viggiona) und in der Umgebung von Maccagno verbunden.

Von der Leventina und dem untersten Bleniotal abgesehen haben die drei Talböden ein talauswärts allmählich abnehmendes, ziemlich ausgeglichenes Gefälle. Die Seitentäler münden gleichsohlig in die Haupttäler ein. Nur kleine Hängetäler in bezug auf den Sobriotalboden machen hiervon, wie schon erwähnt, eine Ausnahme. Ich schließe daraus, daß die drei Talböden eine fluviatile Entstehung haben. Der Bedrettotalboden und wahrscheinlich auch der Pettanettotalboden befanden sich im Zustand ausgesprochener Reife, als sie aufhörten, weiter gebildet zu werden. Der Sobriotalboden mag sich im Stadium früher Reife befunden haben.

Zu einer Altersbestimmung der drei Talböden haben wir in unserm Gebiet keinerlei paläontologische oder stratigraphische, sondern nur morphologische Anhaltspunkte. Der Rand der Bedrettoterrasse scheidet, wie wiederholt hervorgehoben wurde, die übertieften Talgebiete von den hochgelegenen, sanftgeböschten, unübertieften, die eine alte Oberflächenphysiognomie verhältnismäßig gut bewahrt haben. Der Bedrettotalboden ist also älter als die Übertiefung. Wir werden nun im nächsten Kapitel zeigen, daß die Entstehung der Übertiefung ins Eiszeitalter fällt. Wir müssen zum Zwecke unserer Altersbestimmung dieses Resultat vorwegnehmen. Der Bedrettotalboden hat somit ein präglaziales Alter. Denn „präglazial" heißt weiter nichts als: „der Eiszeit vorhergehend"; die Frage, ob die Eiszeit völlig ins Quartär fällt oder ins Pliozän zurückreicht, wird durch den Begriff „präglazial" gar nicht berührt.

Der Pettanettotalboden ist älter als der Bedrettotalboden. Mutmaßlich fällt seine Entstehung ins Pliozän.

Der Sobriotalboden schließlich ist jünger als der Bedrettoboden. Über ihm und unter ihm liegen übertiefte Talteile. Seine Entstehung fällt also ins Eiszeitalter. Da er aber deutliche Merkmale einer fluviatilen Entwicklung an sich trägt, muß er in einer Zeit entstanden sein, als sich die Gletscher wenigstens bis in die Talwurzeln zurückgezogen hatten. Eine solche Zeit pflegt man Interglazialzeit zu nennen.

B. Talverlegungen seit der Zeit des Bedrettotalbodens.

In der Umgebung des Lukmanier- und Greinapasses bot das hydrographische Bild zur Zeit des Bedrettotalbodens eine nicht unbeträchtliche Verschiedenheit gegenüber dem heutigen. Wir befinden uns hier im Bereich „alter Kampfplätze der Talgebiete" und, wie schon Heim[1]) schildert, haben die Täler der Südseite, also das Einzugsgebiet des Tessin, hier durchweg den Sieg errungen.

Der Kulminationspunkt des Lukmanierpasses[2]) (1919 m) wird im Westen von einer zunächst nicht hohen Terrasse (P. 1970) überragt, die jedoch nach Süden ansteigt (P. 1985, P. 1992, P. 2093 der Karte 1 : 20 000)[3]), sich bis auf P. 2168 (P. 2169 der Karte 1 : 20 000) erhebt und von hier als flachwellige Rauchwackenlandschaft gegen den P^{zo} Columbe allmählich ansteigt, während das nach Süden sich senkende Paßtal schließlich etwa 350 m unter den Terrassenrand zu liegen kommt. Jenseits des Paßtals findet sich unter P. 2509 von La Costa (P^{zo} Corvo der Karte 1 : 20 000) eine entsprechende Terrasse in 2100 m, und dazwischen hat sich dieser alte Talboden in der härteren Gneisaufragung der Silva secca (1959 m) teilweise noch erhalten. Südlich der Linie P. 2168—Silva

1) Beiträge z. geol. Karte d. Schweiz XXV, S. 421f.

2) S. Siegfriedatlas Bl. 411, 503, 504.

3) Das alte Blatt Faido des Siegfriedatlas, das im Jahre 1853 von H. Siegfried aufgenommen war, ist im Maßstab 1 : 20 000 neu kartiert worden. Es wird in diesem oder verkleinertem Maßstab wohl demnächst veröffentlicht werden.

secca—P. 2509 senkt sich dieses alte Niveau jedoch wieder; unter P^zo d'Era bricht es, zurückgelegen, in nicht mehr 2100 m Höhe ab, im Bereich der Ganna rossa tritt es noch etwas tiefer hervor, und hoch über dem Piano di Segno in Cruce Portera und P. 1955 findet es sanft gegen M^ti Dotro (1711 m) und M^ti Anvedua (1669, 1620 m) absteigend seine Fortsetzung. Hier bricht es in breiter Front gegen die übertiefte Weitung von Somascona ab und ist dann im Bleniotal, wie aus der unten stehenden Tabelle ersichtlich, nur noch in Terrassenstücken fortgesetzt, die eine Verbindung mit dem Bedrettotalboden der Leventina erlauben und durch die in sie auslaufenden Trogschultern der Seitentäler von Val Blenio ebenfalls als Reste des Bedrettotalbodens gekennzeichnet werden. Nördlich des Lukmanier, über dem wundervollen Troge des Medelser Rheintales, setzt sich dieses Niveau offenbar in zurückliegenden Knicken und kleinen Terrassen fort (Gehängeknick bei dem vom Skopi herabkommenden mit Quote 2180 versehenen Tälchen, Gehängeknick zwischen Val Cadlim und Rondadura in 2100 m, zwischen Val Rondadura und Vitgira in 2100 m, nördlich Val Vitgira in 2000 m). Nach der Karte zu schließen läuft dieses Niveau in die präglaziale Terrasse des Rheintales aus, die Penck (A. i. E. A. S. 433) im Tavetsch in 1800 m Höhe angibt. Nach alledem glaube ich, daß zur Zeit des Bedrettotalbodens die alte Wasserscheide des Lukmanier ca. 200 m über der heutigen und ca. 3½ km weiter südlich lag. Wie weiterhin zu beweisen sein wird, war es das nach Süden überfließende Eis im Verein mit dem steilen Gefälle des Flusses der Val Sta Maria, das den Paß im Bereich des weichen Dolomits nach Norden verlegte und das allenthalben von Stufenmündungen geschmückte trogförmige Paßtal unter dieses alte Niveau eingrub. Dabei wurde südlich des Passes ein etwas anderer, an die Grenze von Bündner Schiefer und Glimmerschiefer sich haltender Weg gewählt.

Dasselbe Niveau findet sich auch in der ebenen Höhe des wenig übertieften Passo dell'Uomo (2212 m) wieder und läßt sich über ihn hinaus und über die obere Val Piora hinüber bis auf die westlich des Lago Pettano sich dehnende ca. 2300 m hohe Terrasse fortsetzen. Es läßt das den Schluß zu, daß zur Zeit des Bedrettotalbodens auch die obere Val Piora dem Rheine tributär war, wie schon Heim (l. c. S. 421ff.) glaubte. Ja, die ganze Gestaltung des Geländes macht es sogar wahrscheinlich, daß die damalige Hauptwasserscheide den Verlauf: Cima di Camoghè—Fongio—P. 1950—P. 2419—P^zo Lucomagno—P. 2168—Silva secca—La Costa hatte, daß also das ganze Pioratal dem Einzugsgebiet des Rheines zugehörte. Unter dieser Annahme erklärt sich auch die im Tessin fast einzig dastehende Erscheinung, daß die Val Piora mit einer Stufe von 800 m Höhe ins Tessintal mündet und mit einer Stufenmündung in 1830 m Höhe beträchtlich über das Niveau des Bedrettotalbodens zu liegen kommt. Unter dieser Annahme mündete eben das Pioratal zu jener Zeit gar nicht auf den Bedrettoboden des Tessintals aus.[1])

Noch größere Areale hat sich das Einzugsgebiet des Tessin wahrscheinlich in der Gegend des Greinapasses[2]) erobert. Die Talrichtungen legen es nahe, wie schon Heim tat (l. c. S. 421f., 479), die alte Wasserscheide zwischen Rhein und Tessin von La Costa über: Sosto—P. 2120—Cima di Pinaderio—P. 2692 des M^te Simano zu legen. Jedoch fällt ein exakter Beweis mir noch schwerer als Heim, der seine Vorstellung des äußerst geringen Gefälles der Talböden hier einigermaßen benutzen konnte. Alle die alten Talböden des Gebietes zwischen der alten und heutigen Wasserscheide, die nach dieser Vor-

1) J. E. Garwood (The Tarns of the Canton Ticino. Quart. Journal of the geol. Soc. of London, LXII, 1906, S. 181) denkt sich die hydrographische Entwicklung des Pioragebiets viel verwickelter. Doch äußert er diese komplizierten Vorstellungen mehr als eine Art Arbeitshypothese. — Die kleinen, ganz jungen Anzapfungen der Seen zwischen Val Cadlimo und Val Piora besprechen wir am besten bei Schilderung dieser Seen.

2) S. Siegfriedatlas Bl. 412, 504.

stellung ehemals dem Rheingebiet angehört haben, müssen nämlich höher als 2220 m gelegen haben. Denn so hoch liegt der niedrigste Punkt der heutigen Wasserscheide, der aus Anstehendem gebildet wird (nördlich Monterascioalp). Die Trogränder der in Frage stehenden Täler aber, die sich mit einigem Gefälle bis zu diesem Punkt herab verfolgen lassen müßten, liegen durchweg etwas niedriger als 2220 m. So findet man den Trogrand von Val Luzzone unter Cagioni in ca. 2100 m, über A. Garzura in 2025 m, den der Val Scaradra in 2180 bis 2152 m Höhe. P. 2035 und P. 2044 unter La Pianca gehören dem Trogrand von Val Luzzone, P. 1988 unter Berneggio dem Trogrand des Camadratales an. Diese Trogränder liegen aber wieder viel zu hoch, um mit einem Bedrettotalboden von ca. 1350 m Sohlenhöhe bei Olivone in Zusammenhang gebracht werden zu können. Sie erklären sich zwar nicht durchaus befriedigend, aber doch besser, wenn man sie über die heutige Wasserscheide ins Rheingebiet fortsetzt. Weiter kann man meiner Meinung nach in diesem Beweise nicht gehen. Offenbar sind die Terrassenhöhen in diesem Gebiet tiefeinschneidender nachfolgender Veränderungen durch Eis- und Wasserwirkung stark herabgedrückt. Würde doch selbst die heutige Stufenmündung der Val Carasina bei M^{ti} Compieto in 1560 m Höhe kaum gleichsohlig in den Bedrettotalboden von 1350 m Sohlenhöhe bei Olivone auslaufen. Wahrscheinlich lag eben bei M^{ti} Compieto die alte Wasserscheide, und Val Carasina setzte sich über P. 1690 zur Val Luzzone fort. Dies geschah vielleicht auch noch nach der Zeit der Bedrettoterrasse, als Val Luzzone schon dem Tessin durch die Schlucht zwischen Campo und Olivone tributär geworden war. Ob Val Carasina zur Zeit der Bedrettoterrasse über Val Camadra zum Passo Crap (2360 m), wie Heim will, oder über Val Luzzone nach dem Passo Monterascio (2220 m) ging, kann ich nicht entscheiden. Jedoch erscheint mir das Quertal: Scaradra—Monterascio—Somvix älter als die subsequente Tiefenlinie der Greina.

Bodmer[1]) berichtet, daß ebenso die Wasserscheide des Gotthardpasses[2]) früher weiter südlich, zwischen la Fibbia und Scara Orello, gelegen und Val Torta nach Norden zur Reuß entwässert habe. Er gibt die Literatur, auf der er mit dieser Angabe fußt, nicht an. Ich halte die Richtigkeit dieser Bemerkung nicht für unmöglich, doch für schwer erweisbar.

C. Verzeichnis der Gesimse der Tessiner Täler.[3])

R = rechts. L = links.

I. Valle Maggia.

1. Val Bavona. (Siegfriedatlas, Bl. 495.)

a) Bedrettoterrasse.

R.: Saslini (2417 m), L'Arzo (2211 m), Caralina, P. 2130, Motto (1928,5 m), östlich A. Sologna 1740 m, bei Martinone 1920 m, Alpe Crosa (1905 m), Trogschluß von A. Formazzolo ca. 1920 m, A. Orsalia sotto (1682 m) — sopra (ca. 1800 m) (?), Pisone* (1718 m), P. 1864 m, von da um N.-Grat (P. 2160,4) des P^{zo} Orsalietta sich herumziehend, Spada (1562 m).

L.: Im NW von Lago nero, P. 2032 unter Pulpito, P. 1830 unter P^{zo} Castello, A. Oglié (1798 m), Laoncio (1855 m), Corte Malura (1852 m).

b) Sobrioterrasse.

R.: Costa (1361 m), Cazzana (1444 m), Trogplatte und Trogränder von Val Calneggia in etwa 1450 m.

L.: P. 1455 östlich Faedo, P. 1498 östlich Roseto, Mater (1446 m), M^{te} di Cavergno* 1177,7 (?).

1) Terrassen und Thalstufen der Schweiz. Diss. Zürich 1880. S. 30f.

2) Siegfriedatlas, Bl. 491.

3) Es sind hier fast nur Terrassen vermerkt, über deren Stellung ich mir in der Natur ein Urteil verschaffen konnte. Einige notwendige, die ich nicht mit Bewußtsein sah, die ich also nach der Karte nenne, sind mit einem * versehen.

2. Val Peccia. (Bl. 491, 495.)

a) Bedrettoterrasse.

R.: Lajozza (2370 m), P. 2222, Lareccio ca. 1920 m. Höhere Teile der Alpen Froda, Masnaro, Serodano, Croso, Sovenedo (Trogplatten!). Corte grande 1664 m, westlich u. östlich Almotto (ca. 1700 m).

L.: Unter la Corona in ca. 2200 m, Masnerollo (2071 m).

3. Val Sambucco. (Bl. 491, 503.)

a) Bedrettoterrasse.

R.: Campo la Torba, Costa (1938 m), unter P^{zo} Ceresa (1920 m), P. 1814, am NE-Grat des P^{zo} Mascarpino ca. 1830 m.

L.: Unter Mezzodi ca. 2100 m, A. di Scheggia ca. 1950 m.

b) Sobrioterrasse.

A. di Scheggia u. gegenüber ca. 1650 m.

4. Val Lavizzara. (Bl. 507.)

a) Bedrettoterrasse.

R.: A. Terzi di Samervi ca. 1800 m, A. d'Alpiglia ca. 1800 m.

L.: Über Alpe Areno in ca. 1680 m.

b) Sobrioterrasse.

R.: P. 1563—P. 1592.

L.: Östl. Fusio in ca. 1400 m, Alpe Areno (1419 m), P. 1332.

5. Val Broglio. (Bl. 507.)

a) Bedrettoterrasse.

R.: Nordöstlich A. Larescio ca. 1580 m, M^{ti} di Menzonio (P. 1417).

L.: P. 1671, P. 1520.

b) Sobrioterrasse.

R.: Über M^{ti} di Rima (ca. 1200 m), M^{ti} di Menzonio (1230 m, 1173 m).

L.: P. 1257, unter P. 1520 m in ca. 1170 m.

c) Zwischenterrasse (vielleicht die stark erniedrigte Sohle des Sobriotalbodens darstellend).

R.: M^{ti} di Rima, Mogno.

L.: Nördlich Sornico in 1226 m, Viro (966 m) und nördlich davon bis Val Mala.

6. Valle Maggia: Bignasco—Locarno. (Bl. 499, 511, 514.)

a) Bedrettoterrasse.

R.: Al Zucchero ca. 1380 m oder Sasso Trolcia (1024 m), Mogne, Cortone (1140 m), Capolo (1075 m), P. 800.

L.: Über Cevio in 1440 m, Ruscadella (1294 m), M^{te} di Riveo, M^{te} della Costa (1469 m), Setmeo, Montaccio (1023 m), Pie (ca. 900 m), Costa (1074 m), Brè (993 m).

b) Sobrioterrasse.

R.: Zwischen Bignasco und Cevio in 1000—1100 m, südlich Someo ca. 700 m, (Solada sopra 952 m?), westlich Lodano etwa 700 m, Costa (755 m), Dunzio*, Costa (665 m), Barbescio.

L.: Bedola (P. 850) — Croppo, östlich Maggia (P. 733), Archeggio ca. 650*.[1])

II. Val Onsernone—Comologno. (Bl. 502, 514.)

a) Pettanettoterrasse.

Piani della Galera—A. Pescedo.

b) Bedrettoterrasse.

Alpe Soglio, A. Ragozzo (Trogschluß).

R.: A. Galeria, P. 1802, A. Laghetti (1606 m), Pianezza (1651 m), A. Tenda (1851 m), M^{te} Corno (1511 m), A. Lombardone (1562 m), P. 1235, zw. P. 1258 und M^{te} Borrini, Curiei Colascia, Corte-Aceto-Collo (1000—938 m).

L.: Motta di Craveggia (1661 m), über A. Pece, Sedone (erniedrigt: P. 1534—P. 1373), Pian Secco—Fenaio (1350 m), Ligunci (1352 m), Spreghitto (1314 m), Provo (1249 m), unter Bresciugoglio, Serta-Pieno (ca. 1200?), Colmo (1008 m), Cortone (ca. 1050 m), südlich Cugnolo (ca. 900 m).

1) Südlich Archeggio trägt eine Isohypse der Siegfiedkarte (Bl. 514) fälschlich die Zahl 300 statt 600.

c) Sobrioterrasse.

R.: P. 1264, unter A. Pizzo, Urarzo, M^te Borrini.
L.: Spruga—Comologno—Corbella—Vocaglia—Crana, Russo—Mosogno—Chiosso—Berzona, Loco, Auressio.

III. Val Onsernone-Vergeletto. (Bl. 502, 511.)

a) Bedrettoterrasse.

Trogschluß in 1800 m.

R.: A. Medaro (1793 m), A. Arena (1695 m), Scheggione (1707 m), Sciupada (1732 m).
L.: A. Porcareccio (1782 m), über Vergeletto (ca. 1500 m).

b) Sobrioterrasse.

Interglazialer Trogschluß in 1680 m.

R.: Unter Sciupada in ca. 1380 m, Rovelli 981 m.
L.: A. Boscaccio (1593 m), P. 1460 m*?, Gresso, M^te Quiello.

IV. Centovalli. (Bl. 514.)

a) Bedrettoterrasse.

R.: An Trogschultern der Gridonetälchen anknüpfend, bei Sciglioni (ca. 1150 m), östlich Rasa (P. 1040 m), Dorca (P. 1033 m), Ogna, All'Agord, Zota (P. 907).
L.: M^ti Comino (bis P. 1043 herab), Calascio und östlich davon (bis P. 1053)?.

b) Sobrioterrasse.

R.: Moneto (etwa 700 m), Palagnedra, Bordei (732 m), westlich von Rasa (?), Caladone*, unter All'Agord in etwa 600 m.
L.: Borgnone (713 m), östlich von Lionza, Verdasio (702 m), Cremaso (761 m)?, Costa (669 m).

V. Val Verzasca. (Bl. 507, 511, 512, 515.)

1. Val Vigornesso.

a) Bedrettoterrasse.

R.: A. Porcheiro (2075 m) — A. Porcheirina (1868 m) — Cassina (1634 m) — P. 1759 — unter P. 1661 (Alpe di Cognone).
L.: A. Piodajo (1913 m), unter P. 2236 in ca. 1920 m, A. Cognor.

2. Val Redorta.

a) Bedrettoterrasse.

R.: A. Mugaglia (P. 1788, P. 1709) — unter C. di Cortedo in ca. 1680 m — A. di Cortedo (1567 m).

3. Val d'Osola.

a) Bedrettoterrasse.

R.: Alpe d'Osola (Trogplatte) — über A. Fornaro (ca. 1920 m) — unter P. Muretto (ca. 1500 m).
L.: Alpe d'Osola (Trogplatte) — unterhalb Colla — P. 1781, unter la Marcia zurückliegend in etwa 1680 m, Sasso Gaggio (1327 m).

4. Val Verzasca.

a) Pettanettoterrasse.

R.: A. Pampinetta (1929 m), nördlich M^ti Iserti, A. Motto (1818 m), unter dem Grat P. 2266 bis Ponc. d'Alnasca von Rabioso (1790 m) bis Agazzoli (1731 m), A. di Bardugaso und südlich davon, M. di Motti und westlich davon (P. 1080 m).
L.: Über Valdo (P. 1698)—Cucina—Piè d'ecosso (1766 m), Tencio ?, westlich M^ti di Rodonte bei P. 1393, östlich P. 1123.

b) Bedrettoterrasse.[1])

R.: Valdo (P. 1218, 1221) — Valdone (etwa 1200 m) — Valdo Ballit (1288 m), Bianca, Mattro (1303 m), bei Valdo Marzorini (1250 m), sich südöstlich fortsetzend — Grenasca ca. 1000 m, südlich M^ti di Rodonte, westlich Tressen, nördlich M^ti di Troro.
L.: P. 1233 unter M^ti Iserti, al Sasso 1200 m, südlich davon fortlaufend in ca. 1250 m (ob auch P. 1436 m?), P. 1357 m, Rozzera (1361 m), M^te Sassetto (P. 1099,6 m), M^te di Garanao — M^te di Cortone — M^ti di Pozzuoli* — M^ti di Fontobbia — unterhalb M^ti di Metri.

c) Interglazial (ob Sobrioniveau?).

M^te di Sopra (1026 m) — Sambughe 914 m.

1) Zwischen Sonogno und Brione erscheint die Bedrettoterrasse ziemlich stark erniedrigt.

VI. Tessintal.

1. Bedretto und Leventina. (Bl. 491, 503, 504, 507, 508.)

a) Pettanettoterrasse.

R.: Unter Assasina vacche, Casa di Pian Milano (2152 m), unter Pzo di Sella*, P. 2052*, Comascnè (1914 m)*, Sasso della Boggia, nördlich des N-Grates von Pzo Forno, SW von Mti Osadigo.

L.: A. Ross di Vinei, (Piano Secco 1860 m?), Piano Pettanetto, Frageire (1830 m), A. Foebascia.

b) Bedrettoterrasse.

R.: Trogrand des Bedretto, Piano Castello ?, P. 1761, über A. Nuova, P. 1831 m, östlich A. Carra, Alpe Cadonigo (1660 m), nordöstlich Lago Tremorgio ca. 1700 m, Gribbio (1490 m), Mti Chesso — Olina — Mte Doro — Mti Cala, Mti Osadigo — unter A. Perno (ca. 1400 m), westlich La Reso in ca. 1440 m, P. 1324, Pozzolo (1274 m), Lareccia, Cavalume (1117 m), Riarna (1250 m).[1])

L.: Trogrand des Bedretto, (Piano Secco?), Loita dura ?, Flache Nischen über Ronco—Catto—Deggio, Cassinella, Giulascia, Ternolgio—Mte Carico—Molare—Mattengo—Cassino—Aldescio—Angone—Sovasco—Cradompo—Adeira—Uso—Valleggio—Tircirolo—Moriscio—Sasso di Polleggio.

c) Zwischenterrasse.[2])

L.: Unter Cassinella - Pinezo - Campello - Capinenco - P. 1268 - Cò.

d) Sobrioterrasse.

R.: Casin d'sora (1576 m)?, Strade rosse (1472 m)?, Coliscio (1508 m), Nante (1426 m), Giof, unter Gioet, Mte Piottino, Mte Rastumo (1129 m), Rodont, Faidalo, Sessano, Bedrescio.

L.: Cima del Bosco (1572 m), Stuei (1580 m), Brugnasco—Altanca—Ronco—Deggio—Catto — M. Piottino — Vigera — Osco — Calpiogna — Rossura — Tengia — Sorsella — P. 1019 — P. 987[3]) — Calonico — Anzonico — Motta — Roira — Cavagnago — Ronzano — Villa — Barnasco — Bedretto—Bidanengo—Bidengo—Didaningo—Canzoningo.

e) Zwischenterrasse.

Mairengo - Primadengo, P. 816 südl. Faido, Grumo — P. 876 — P. 805 — In Sacco — P. 862 — P. 660 — la Monda - Piottelle, Venno, Gehängeknicke westlich d. Vallone di Bodio in ca. 720 m, in ähnl. Höhe über Bodio und zwischen Bodio und Polleggio.

2. Tessintal Biasca—Bellinzona—Locarno. (Bl. 512, 514, 515, 537, 538.)

a) Pettanettoterrasse.

R.: Unter P. 1742 — A. Pienazora, südlich „a g n" von Val d'Iragna — A. in Alva, nördlich Punta di Vesgedo - Fronte (1512 m), westlich a Cuore (ca. 1400 m). Mti di Bedretto (1280 m), A. della Monda (1196 m), südlich unter Mte Carasso, Mti di Sassa (807 m)?, Mti di Vellone (1020 m), Mti della Motta (ca. 1050 m), Mti di Motti (1180 m — 1080 m).

L.: A. di Carigiolo (1781 m), A. in Peo, A. del Morto, A. Domasso (?), Mte Parosi ana.

b) Bedrettoterrasse.

R.: Il Pozzo (1107 m) und südlich davon — nördl. Stufenmündung von Val d'Iragna in 960 m, Mte Ponte (889 m) — L'acqua, 2 cm unter „n" von Val Lodrino — Mte Parone, a Cuore — in Teil — Mte Nazeri (1048 m) — Mti di Ruscada — Mti di Sassa (807 m)?, Mte di Lasagno — Mti di Marnone (878 m) — Mti di Piemoretti — di Freghiscio — di Arberetto und darüber, etwa bis P 987 — di Buscaloro (ausgezeichnet) — di Pianorestello — zwischen Mti di Vellone und di Caroghè in ca. 870 m — Mti di Ditto (860 m) — unter Mti di Metri in ca. 860 m, nördlich Mte di Troro in ca. 900 m, Viona, Tendrasca.

L.: Über Val Cresciana Stufe rechts und Knick links. Mti Bassera (1200 m), Mte Morusa — nördlich unterhalb Mte Parosi ana, Mti di Loga. Über M. d'Aragno ca. 900 m, M. di Artone — M. di Piavo — Paù (781 m)? — unter Pzo di Corgella, unter M. Stabiasso in etwa 800 m — Mti di Siscio — Meggiagra (732 m), unter al Faieda ca. 800 m — Mti di Vira (780 m—600 m) — Mti di Piazzogna (812 m) — bei Alneda (840—720 m) — Mti di Gerra (900—750 m), Mti di Abbondio (900—750 m).

1) Es läßt sich nicht entscheiden, ob nicht statt des gesperrt gedruckten Verlaufs auch der höhere: A. Perno (1687 m), über La Reso (1680 m), P. 1584 m, über Indei (1500 m) möglich wäre.

2) Die „Zwischenterrassen" lassen sich nicht auf weitere Strecken verfolgen. Wie sie entstanden sind, läßt sich nicht immer entscheiden.

3) Ob dieser kühne, kapellengekrönte Vorsprung, der sein pitoreskes Aussehen und seine isolierte Stellung durch einen nördlich davon abgegangenen Bergsturz erhalten hat, in dieses Niveau paßt, ist nicht ganz sicher.

c) Zwischenterrasse.

Fällt auf der rechten Seite von Val d'Iragna mit einer Absonderungsfläche zusammen, links in etwas tieferer Lage gut entwickelt. M^te Ciaduglio links der Lodrinomündung. Auf der linken Talseite unter V. Cresciana und südlich davon scharf hervortretend, ist aber bald darauf da, wo die Bedrettoterrasse einsetzt, nur noch schwach angedeutet.

d) Sobrioterrasse.

R.: Nördlich Getto - Getto—In Sacco, M. Lagore, südlich Lodrinomündung — östlich M. Parone (ca. 720 m) — unter M^ti di Sassa (600 m) — M^ti di Gordola. Unter S. Bernardo in ca. 500 m, unter S. Defendente in ca. 450 m — M^ti di Brancadello—Agarone—Contra, Costa, Campei, Contra di Sotto—Brione (433 m) — Orsellina (456 m) — (Mad. del Sasso 305 m) — S. Trinità. Rundhöckerlandschaft westl. d. Maggiamündung (475—300 m).

L.: P. 763 südl. d. Stufenmündung von Val d'Osogna — südl. Val Cresciana — Sotto Ragno — M^ti di Claro — Monastero Sta Maria (632 m). Östlich von Arbedo und Bellinzona in ca. 500 m, Burg Unterwalden (458 m) — P. 595 — S. Rocco (402 m) — M^ti di Cima (397 m), Vigana (376 m) — al Sasso (332 m) — über Contone—Orguana — über Vira (ca. 300 m) —Vairano (388 m), Cascuzano (318 m) —S. Abbondio (335 m) — Caviano-Pino* (270 m).

e) Zwischenterrasse.

150—100 m über Tal zwischen Biasca und Bellinzona.

R.: P. 431 über Rodai.

L.: Über Biasca — P. 580,7 — Rossei — Sta Pietà (407 m) — über Cresciano — unterhalb Claro.

VII. Val Blenio. (Bl. 503, 504, 508.)

a) Bedrettoterrasse.

R.: Silva secca, Umgebung von P. 2168 westlich davon, M^ti Gorda (1782 m) — M^ti Gariva—M^ti Piè del Sasso (1547 m) — Foppa—Cassino—Boschetto—Cavato—Pozzo (1500 m).

L.: Cruce Portera (1955 m) — M^ti Anvedua, Predoira (1440 m), Pianpremesti (1590 m, zurückgelegen), Brode (1339 m) — Ghiringello - Stabbio (1200—1170 m), M^ti Dagro (1351 m, bis ca. 1200 m herabreichend), M^te Greco, Sulgone (1430 m), Alpe di Svalto, P. 1252 — Madei (1200 m).

b) Zwischenterrasse.

Am westlichen flachen Hang zwischen Olivone und P^te Valentino ungefähr mit der 1200 m-Isohypse zusammenfallend, P. 1103 über P^te Valentino, Rassoira - Pianezza - Cassine — P. 1094 — Censo (etwa 1140 m).

c) Sobrioterrasse:

R.: Über Castro - Prugiasco in etwa 960 m—900 m, — Altenigo - Leontica (876 m) — Cumiasca — P. 874 — P. 878 — Anavone (784 m).

L.: Über Aquila u. Dangio in 1000—960 m, Pianezza (810 m) — M^ti Satro (etwa 800 m) — südöstlich fortlaufend — über P^te Lavu (ca. 720 m), Pontironetto, Sta Anna (712 m).

d) Zwischenterrasse.

Corzoneso (678 m) — unter Caserto in 660 m — P. 676 m, über Ludiano 720 m — über Semione — unter Magnano und Geiggio.

VIII. Val Calanca. (Bl. 505, 509, 513.)

a) Pettanettoterrasse.

R.: Ob A. di Remolasco (?), über A. di Stabbiorello und A. Cassinarsa in 1920 m — A. di Piancalone — A. di Piove di fuori* — A. di Rossiglione — A. di Stabbiovedro — P. 1843 — (Bosco di Ciarino — A. di Carnaggio) — M. di Prepianto (1455 m).

L.: A. di Settel (1801 m), Pian di Signano (1513 m).

b) Bedrettoterrasse.

Trogplatte in 2400 m Höhe abbrechend.

R.: Über Stabbioalpe: P. 2304 und nördlich davon — Alpe di Stabbio (P. 2237) — ob Alpe Revio — P. 1963 — A. di Remolasco* (?) — A. di Stabbiorello — A. di Cassinarsa — M^ti della Parè (1568 m) — Legolo (1410 m) — Landarenca sopra — Modano — M^ti di Arvigo (1313 m), S. Carlo (1200 m) — Giova (1025—960 m).

L.: Über Stabbioalpe: See 2299 m („Laghetto Stabbio") und Umgebung, Gehängeknicke ob A. d'Arbioea in 1920 m — A. di Bedoletta, südlich M^ti Lorlo, stark erniedrigt über Cauco (etwa 1300 m): M. della Motta — M. di Borma — M. di Bersacco, M. di Mondent-Braggio - Refontana (1450—1200 m, großartige Terrasse), Sta Maria (966 m).

c) Ein interglaziales Niveau (Sobrioterrasse?)

ist nur an wenigen Stellen vorhanden, die einen geschlossenen Verfolg nicht erlauben:

M^ti di Carnalta bei Rossa (1206 m), M^ti di Scandalascio (1380 m), Masciadone* (1125 m), Cavragno* (949 m).

IX. Valle Mesolcina. (Bl. 505, 509, 513, 516.)

a) Pettanettoterrasse.

R.: A. di Lughezzone* (?), A. di Boggio* (?), A. di Groveno, M^ti di Cavragno, M. di Prepianto, A. di Stabbiello.

L.: A. di Feppe (1937 m), La Pala (westlich Val Darbora), A. di Borgen (?) (1459 m), südlich Val di Cama in 1440 m, A. di Dara (1368 m), westlich Motta bella (südlich Valle di Leggia) in 1440 m, südlich Bosco di Lovargno (etwa 1500 m), nördlich Corte Rodas, M. di Laura, M. di Loga (1168 m).

b) Bedrettoterrasse.

R.: A. di Muccia (etwa 2400 m), A. di Confino, A. d'Arbioca (etwa 1825 m), A. Orsera* (1708 m) (?), A. Pindera — M^te Gorgino (ca. 1400 m), M^ti Cassano, M^ti di dentro, A. di Orgio (1415 m), nördlich Val della Trenola (ca. 1200 m), östlich unter M. di Cavragno (1050 m), Sta Maria (966 m), Giova (1025—960 m), M. di Brignone (960 m), M. di Vatiscio (1100—960 m) zurückgelegen, M^ti di Loga (814 m).

L.: Rechts und links des Trogtälchens der A. di Barna in 1920 m. (Die Talmitte des Bedrettobodens dieses Seitentales ist in ca. 1800 m zu suchen.) A. di Feppe (ca. 1550 m) — Sporn westlich von A. di Castera (1520 m) — westlich P^zo di Stabbiuccio in ca. 1440 m (P. 1581 enthaltend), über Ausgang von Val Darbora in 1290 m — A. della Cimetta (1350 m), Motta Gallinaja (1000 m, postglazial stark erniedrigt); zwischen Val del Bianco und Val Mascnera (1200 m, ausgezeichnet), ob Cama bei Arva in ca. 1150 m, in ca. gleicher Höhe in der untersten Val Cama unter A. di Borgen, über Val di Borat in ca. 1000 m (scharf hervortretend), Casinetta 1000 m, Motta d'Orno (870 m, stark herabgedrückt), M. Ponciola 982 m, M^ti di Lava 969 m, M. di Prabonella, M. di Nadro (887 m), M. di Montoi (912, 854 m).

c) Sobrioterrasse.

R.: M. Pra di Bone (1428 m), südöstlich M. Ceta (1391 m), M^ti Caverzina und südlich davon (ca. 1200 m), Pizetti (950 m) — Drò — Visec (1031 m), unter Arbeia (ca. 800 m), westlich Grono unter M. di Lucio in 660 m, Lottano (720—690 m), Drobasso (?).

L.: M^te Gratella — M. di Stabbio — M. di Nasello (1410 m) — M^ti Calniscio — M^ti Lorascia — M^ti Gumegna (1200 m), M^te Urmera (1080 m), M^ti di Pespiano (755 m, stark erniedrigt) — P. 1033 südöstlich M. Bertedà, über Tetto Lungo in ca. 720 m, Provegio (794 m), S. Remigio (700 m), Torre d'Alva (697 m).

d) Zwischenterrasse.

Östlich Cama: Rualta, unter S. Remigio, Sta Anna, über dem von der Straße jetzt durchtunnelten Vorsprung östlich S. Vittore („Gordola"), unter Drobasso.

D. Die bisherige Literatur über die Terrassen des Tessingebiets.

In der ersten Arbeit, die wieder eine Entstehung der Täler durch exogene Kräfte vertrat, die von der uns heute so plausiblen Anschauung ausging, „daß die Kräfte, die wir heute in der Sohle des Tales an der Arbeit sehen, durchaus genügen, um allmählich in Form von Schutt die ungeheuren Prismen von Gebirge wegzuschaffen, an deren Stelle nun das Reußthal und die Seitenthäler liegen", in Rütimeyers „Über Thal- und Seebildung" (Basel, 1869), findet sich zugleich auch die erste Besprechung der Terrassen des Tessintales, ein systematischer Verfolg der einzelnen von der Erosion verschonten Stücke und eine für die Auffassung der folgenden Jahrzehnte ausschlaggebende Erklärung. In diesem Büchlein stellt Rütimeyer die Täler wieder vornehmlich als Werke der Wassererosion hin, jedoch weist er die Mitwirkung der Gletscher mitunter durchaus nicht von der Hand (z. B. S. 28), und wie wenig er zeitweilig von der Annahme einer Glazialerosion entfernt war, das beweisen mir folgende merkwürdige Sätze[1]): „Alle die Klammen, durch welche die Seitenthäler in das Hauptthal münden, werden wohl mit einer sehr raschen Tieferlegung des letzteren, der die Seitenthäler nicht zu folgen vermochten, in Verbindung stehen. Erwägt man dabei, daß die Felsmassen, durch welche sich die Klammen hindurchgesägt haben, meist die großartigsten Spuren von Eispolitur an sich tragen, so drängt sich die Vermutung lebhaft auf, daß ein guter Teil dieser Arbeit aus einer Zeit herrühre, wo aus allen diesen Seitenschluchten Eisströme den großen Gletschern der Hauptthäler zuflossen." Eigen-

1) „Die Tessiner Alpen". Jahrb. d. Schweizer Alpenklubs 1873/74, S. 350.

tümlich kontrastieren gegen diese Sätze Leitworte wie: „Gletscherperioden sind die Ruheperioden in der Geschichte der Thäler"; „die Thäler werden lebendig, wenn der Gletscher sie verläßt", die für gewöhnlich seine Ansichten über die Entstehung der Täler und Talböden bestimmen.

Beim Verfolg der Terrassenstücke ging schon er von der Vorstellung der mehrfachen, ineinandergeschachtelten, rein fluviatilen Täler aus, die später für die Heimsche Theorie grundlegend wurde. So verfolgt er im Tessintal eine Terrasse, „welche die Fortsetzung des Niveaus (d. h. der Talsohle) vom Bedrettotal bildet und welche ohne Zweifel durch den Einschnitt des Tessin bei Stalvedro entbehrlich wurde", die also bei der Stufe von Stalvedro den heutigen Talboden verläßt. Von diesem prinzipiellen Unterschied abgesehen führt aber Rütimeyer auf weite Strecken seine Talböden genau so wie ich. Von Brugnasco bis Sobrio links, von Nante bis Rodont rechts fällt meine „Sobrioterrasse" mit der von ihm besprochenen „Terrasse von Altanca" völlig zusammen, ebenso verfolgt er von Ternolajo (Ternolgio) bis ob Sobrio einen alten Talboden, der, 400 m über dem eben erwähnten gelegen, mit meiner „Bedrettoterrasse" übereinstimmt. Ich zweifle nicht, daß er dessen Fortsetzung bei weiterem Verfolg talaufwärts auch in dem Trogrand des Bedretto gefunden haben würde.

Sind so in praxi Differenzen zwischen Rütimeyers und meiner Auffassung des Talbodenverlaufs nur an wenigen springenden Punkten, eben den sogenannten Talstufen, vorhanden, so steht das Bild, das Bodmer[1]) von den alten Talsystemen des Tessin uns entwirft, dem meinigen viel ferner. Heim und Bodmer verfolgen bekanntlich in den Alpentälern 7 bis 9 verschiedene ineinandergeschaltete Talwege, deren jeder in seinem unteren Teil durch Einschneiden des nächst jüngeren entbehrlich wurde. Die Talbildung soll rein fluviatil durch Tiefen- und darauffolgende Breitenerosion vor sich gehen, und eine neue talbildende Phase je durch eine ruckweise Hebung des Alpengebirges veranlaßt werden.

Die Gesamtheit der Übertiefungserscheinungen entspricht aber durchaus nicht einer rein fluviatilen Ausgestaltung der Alpentäler. Sie ist den Bedürfnissen der jetzigen Flüsse so wenig angepaßt, daß diese in ihrem Laufe von der Quelle zum Alpenrande zu vielen Malen mit Erosion und Akkumulation jäh wechseln. Infolgedessen tragen auch die morphologischen Züge der einzelnen Heim - Bodmerschen Talböden durchaus nicht die Spuren einer rein fluviatilen Entwicklung an sich. Die kilometerbreiten, ebenen, in Aufschüttung begriffenen Talsohlen, aus denen abrupt die glazial geglätteten Gehänge aufsteigen, die U-Form der unverschütteten Hochtäler, die Stufenmündungen direkt über dem breiten Haupttal, das sich nach Heim und Bodmer im Zustand der fluviatilen Reife befinden müßte[2]), die breit ausladenden senkrechten Wände der Talstufen, in die die rezente Wasserschlucht als völlig heterogenes Element hineingesägt ist, die Riegel, das auffällig geringe Gefälle der Heim - Bodmerschen Talböden, die gewaltige Breite der höheren Talböden, alles das widerspricht der Annahme der Heim - Bodmerschen Theorie, und für alle die einzelnen Punkte finden sich im Tessin die allerschönsten Beispiele.

Soweit sich aus den kurzen Angaben Bodmers (S. 30ff.) ein Bild seiner Vorstellung von den Talböden im Tessingebiet gewinnen läßt, finde ich für eine solche Vorstellung in der Natur wenig Anhaltspunkte. Ich will hier nicht mit Argumenten kommen, die auf der Annahme einer beträchtlichen glazialen Erosion beruhen, will also Bodmer nicht entgegenhalten, daß Talstufen, wie die von Ponte Valentino-Torre (Val Blenio), von Castell Mesocco, von Lago Tom, von Piano di Segno entschieden mit der Existenz harter Gesteine im Talboden, also mit selektiver glazialer Erosion in Zusammenhang stehen, daß die augenblickliche Höhe mancher seiner Talstufen lediglich durch die zufällig bis zu dieser Stelle vorgedrungene postglaziale Zerschneidung der Stufenmündung (z. B. Buseno, V. Pontirone) bestimmt wird und beträchtlich tiefer angesetzt werden muß, sobald man allein die Höhe der U-förmigen Stufenmündung ins Auge faßt, ich will nur von nichtglazialer Seite Einwürfe erheben: Man sollte gewisse charakteristische Züge, die einem Talboden Bodmers in einem Tale anhaften, auch in einem benachbarten finden! Wenn aber z. B. der Talboden von Olivone (1075—900 m) hinter dem genannten Ort durch einen 300 m hohen Steilsturz abgeschlossen wird; wenn man von Campra 200 m zum Piano di Segno hinaufsteigen muß, wenn hinter Val Piumogna eine 300 m hohe Stufe folgt, wenn der Mte Piottino sich 400 m über Faido erhebt, so ist man

1) Terrassen und Thalstufen der Schweiz, ein Beitrag zur Erklärung der Thalbildung. Inauguraldissertation, Zürich 1880.

2) Selbst die nur zeitweise von Wasser durchströmten Seitenschluchten des fast 2000 m tiefen, morphologisch jungen Colorado-Cañon in Arizona münden gleichsohlig!

äußerst verblüfft, statt dessen an analogen Stellen in Val Calanca unterhalb Selma, in Val Bedretto unterhalb All'acqua, in Val Blenio unterhalb Olivone einen kaum merklichen Knick des Talbodenprofils zu treffen. Bodmer scheint mir viel zu mechanisch zu verfahren. Er parellelisiert allein auf Grund der Siegfriedkarte auf weite Entfernungen Stufen und Terrassen allein nach der Höhe ihrer Kanten, ohne das Gefälle dieser Terrassen gegen die Talbodenmitte irgendwie zu berücksichtigen. Auch prüft er nie, ob die von ihm verwendeten Terrassen auch wirkliche „Gesimse" sind . Die Talstufen und Terrassen, die er angibt, gestatten nicht einen einigermaßen geschlossenen Verfolg der Talböden, der ein so äußerst geringes Gefälle, wie er es annimmt, beweisen könnte. Die Folge ist, daß die Talbodenrekonstruktionen, die sich mir nach vielen Erwägungen angesichts der Natur als die wahrscheinlichsten herausstellten, die Bodmerschen Talböden ebenso schneiden, wie dies die Penck - Brücknerschen im Rhein-, Reuß-, Aare- und Rhonetal tun.

Nach dem Gesagten ist es nicht verwunderlich, daß eine sehr bedeutende Zahl der von Bodmer namhaft gemachten Talstufen gar nicht aus Anstehendem besteht, so z. B. die Stufe von Chironico, S. Giacomo, ebenso wie die kaum sichtbare von Arvigo, die Bergstürzen ihre Entstehung verdanken, so weiter die Stufe unterhalb Olivone, bei Airolo, Fontana, All'acqua Ospizio, Madra, die mehr oder weniger starker Verbauung durch seitliche Schuttkegel zuzuschreiben sind; manche seiner Terrassen wieder sind Schichtterrassen, wie die von Garzura (Val Luzzone, Bleniogebiet), andere hohe von ihm angeführte Verflächungen müssen wahrscheinlich dem Karbildungsprozeß zugeschrieben werden (z. B. Simano, A. di Lago, A. di Balniscio). Weiter zerschneidet die Bodmersche Einteilung Formen, die dem frei in der Natur beobachtenden Auge durchaus als einheitlich erscheinen, in mehrere Abschnitte, so die prächtigen, einheitlich fortlaufenden Trogschultern des Bedretto, die teils dem Talboden 2450—2250 m (A. di Cruina), teils dem von 2250—2000 m (Pian tondo, Val Corno, A. Monigolo), teils dem von 2000—1700 m (A. di Vinei, Pesciora, Piscium) zugewiesen werden, so den einheitlich gegen die westlichen Grate sich hebenden Boden der A. di Confino und den der M^ti Gumegna, so die noch von Rütimeyer zusammenhängend verfolgte Terrasse Brugnasco-Sobrio, die gar auf 3 verschiedene Niveaus verteilt wird, so die zerschnittene Stufenmündung der Val Calanca (Buseno, Castaneda). Unverständlich ist es mir auch immer geblieben, inwiefern Pässe wie Bocca di Curciusa, Cruce Portera, Lago Retico, die durchaus keine Talpässe oder Paßfurchen darstellen, als „Terrassen" Spuren alter Talböden vorstellen sollen. Bei einem jeden Passe muß natürlich zwischen Anstieg und Abstieg das Gefälle für eine kleine Strecke gleich Null sein! Schließlich kann ich manche der angegebenen Lokalitäten auch nach der Karte nicht als Terrassen oder Talstufen betrachten (Casaccia, Val Darbora, Bresciana). So bleibt nur ein verhältnismäßig kleiner Teil von Terrassenelementen übrig, die eine Verteilung auf 9 Talböden keinesfalls mehr gestatten, zumal da sich noch manche schön ausgeprägte wirkliche Erosionsterrasse findet, die in die 9 Talböden nicht hineinpaßt und von Bodmer nicht erwähnt wird.

Den zweiten Teil seiner „geologischen Beobachtungen im Tessinthal"[1]) widmet F. M. Stapff den Terrassen. Er wählt über 200 Terrassenelemente aus und findet, daß diese sich in 18 horizontale Niveaus einordnen lassen, die er als Strandlinien eines nachmiozänen, doch vorglazialen Meeres ansieht. In dieser Meinung wird er bestärkt durch den angeblichen Fund eines Pholadenloches auf einer Dolomitplatte, die aber, wie er selbst zugibt, den Weg durch einen Wasserfall und einen Kalkbrennofen gemacht haben muß. Höhlen, weite Einbuchtungen mit welligem Boden (= Coves), Stufen, die durch einen anstehenden Riegel oder Moränenwall gekrönt werden (= Bänke, Barren, Nehrungen, Schärengürtel), schildförmige Bergplateaus (im Gotthardgebiet „scara" genannt) hält er für Werke der Meeresbrandung oder -aufschüttung. Die Pässe des Tessingebietes, die sich nach Stapff um die Mittel 2409 m und 2129 m gruppieren, sind „flutdurchströmte Sunde", denen zwei seiner Meeresniveaus die heutige Gestalt gaben. Er findet mehrere marine Deltas („Strandterrassen" genannt).

Die Auswahl der Terrassen wie die Art der Mittelbildung ist willkürlich. Bei letzterer sind die Bereiche weit größer als die Intervalle, z. B. werden die Terrassen zwischen 1290 m und 1152 m zu einem marinen Niveau von 1213 m, die Terrassen 1129 m bis 1014 m zu einem anderen, ebenfalls horizontalen von 1055 m zusammengefaßt. Obgleich diese Strandlinien sich auf beiden Talseiten genau in gleichen Höhen zeigen müßten, werden letztere doch getrennt behandelt, und so die Tatsache verschleiert, daß das Bereich der einen Seite mit einem Intervall der anderen zusammenfällt: r-Bereich: 1874—1861 m, l-Intervall: 1900—1855 m. Zur Mittelbildung werden die auf der Siegfriedkarte angegebenen Höhenquoten verwendet, die sich auf die jeweiligen Maiensässe oder Alpen beziehen, aber durchaus nicht für alle Terrassen in gleicher Weise charakteristisch sind. Zudem kann man gerade bei

1) Berlin 1883. J. F. Starcke. Auch: Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. Bd. XXXIII. 1881. S. 61.

Stapff zahlreiche von ihm übergangene gut ausgeprägte Terrassen namhaft machen, die mitten in seine Intervalle fallen, z. B. Ruino 1972 m, Cassinella ca. 1700 m, über Val Folda 1961 m, Alpe Cadonighino 1660 m, Casin d'sora 1576 m. Die fleißige Stapffsche Arbeit hat mich nur davon überzeugt, daß die Terrassen des Tessintales in bezug auf ein System horizontaler Abszissen völlig regellos liegen.

So weit die statistische Seite des Problems. Die morphologische gewährt den Stapffschen Folgerungen meiner Ansicht nach nicht mehr Anhalt. Der evidente Trog des Bedretto wird — noch schlimmer als von Bodmer — zwischen Nufenen und Airolo durch 10 horizontale Niveaus, die je von der Trogschulter ausgehend talaufwärts auf der Trogsohle auslaufen, jäh zerschnitten. Dabei sind hier die Terrassen, die Stapff für den Talboden des Bedretto namhaft macht, entweder kaum merkliche kleine Stufen aus Anstehendem, oder — ähnlich wie bei Bodmer — Schuttkegel der Seitentäler, die späterhin vom Tessin unterschnitten wurden (Terrassen von Ronco, Bedretto, Villa). Fehler der letzteren Art kommen auch sonst noch vor. Stapff hält sich wie Bodmer zu eng an die Darstellung der topographischen Karte und übersieht völlig die großen Formen der Landschaft. Aber auch die Einzelformen bieten morphologisch nirgends einen Anhalt zur Annahme einer marinen Entstehung.

In seiner Besprechung der Stapffschen Arbeit verhielt sich Taramelli[1]) dessen hier skizzierten Ideen gegenüber ablehnend, indem er besonders auf die lange Zeit seit der letzten sicher konstatierten Meeresbedeckung des Alpengebiets und auf das sichtlich talabwärts gerichtete Gefälle mehrerer der fraglichen Terrassen aufmerksam machte. Trotzdem dehnte Stapff wenige Jahre später in einer vielseitigen, gedankenreichen, jedoch wieder allzu phantasievollen Abhandlung[2]) seine Theorie einer diluvialen Meeresbedeckung auf Norddeutschland aus, indem er die Drifttheorie wieder ausgrub, was die Schlußbemerkungen seiner Tessinarbeit (S. 46) schon ahnen ließen. Es hatte das zwischen ihm einerseits und Behrendt sowie Wahnschaffe anderseits eine von erstgenannter Seite scharf, aber ohne beweiskräftige Argumente geführte Diskussion zur Folge (s. Neues Jahrb. f. Min. usw. 1888, II, S. 180, 1889, I, S. 100). Alles das scheint nur verständlich, wenn man bedenkt, daß die Inlandeistheorie damals noch nicht 10 Jahre lang in Norddeutschland bestand.

Noch eine andere Auffassung der alten Talbodenreste äußerte kürzlich F. Nußbaum[3]). Auch nach ihm „können die hohen Talterrassen nicht als Flußerosionsterrassen aufgefaßt werden" (S. 49. 60). Die Trogschultern und die Trogplatten verdanken nach ihm dem Karbildungsprozeß ihren Ursprung: Sie sollen durch seitliches Verschmelzen der Böden von reihenweise nebeneinander liegenden Karen entstanden sein (S. 71), also „Karterrassen" (Penck, A. i. E. A. S. 902) darstellen. Als Beispiele für diese Entstehungsweise führt er u. a. Teile der Trogschultern vom Urserental, obersten Rhonetal und Bedrettotal, ja sogar die prächtige Terrasse von Mürren (Lauterbrunner Tal) an. Andere, untergeordnete Terrassen, die sich talabwärts an die Höhen der seitlichen Stufenmündungen anschließen, erklärt er (S. 80f.) als Böden asymmetrischer Mündungstrichter, die durch das Eis der Seitentäler geschaffen sein sollen, in derselben Weise, wie sich das schon Früh[4]) und Lucerna[5]) vorgestellt hatten. Über die Entstehung der äußerst zahlreichen übrigen Terrassen der Schweizer Alpentäler erteilt Nußbaum keine Auskunft. Einen alten präglazialen Talboden will er lediglich auf Grund der Mündungsstufen von Seitentälern rekonstruieren. Er wendet sich infolgedessen gegen die Penck-Brücknersche Auffassung der Erosionsterrassen als alter Talbodenreste.

Als einzigen Einwand gegen diese Auffassung führt Nußbaum die große Breite der Talsohlen an, die man nach dieser Anschauung erhalte. Dieser Einwand besteht wohl gegen die Auffassung Heims zu Recht, der die zur Diskussion stehenden Terrassen stets als Reste der Talsohle betrachtete und die zusammengehörigen Terrassen beider Talflanken durch einen völlig horizontalen Boden verband, und gegen Heim wurde dieser Einwand

1) Boll. Soc. geol. ital. IV, 1885, S. 281f. — S. 282 u. 318 bringt Taramelli auch eigene Beiträge zum Verfolg der Terrassen des Tessintals.

2) Über Niveauschwankungen zur Eiszeit nebst Versuch einer Gliederung des Gebirgsdiluviums. Jahrb. d. kgl. preuß. geol. Landesanstalt für das Jahr 1888, S. 1—109.

3) Die Täler der Schweizer Alpen. Wiss. Mitteil. d. Schweiz. Alpinen Museums in Bern. Nr. 3, 1910.

4) Über Form und Größe der glazialen Erosion. Verhandl. d. Schweizer naturf. Ges. in St. Gallen. 1906. S. 18f. d. Separats.

5) Glazialgeologische Untersuchung in den Liptauer Alpen. Sitzungsber. d. Ak. d. Wiss. zu Wien. Math.-naturwiss. Klasse. Abt. I. 1. Juni 1908. S. 64f.

schon von Löwl, Richter und Brückner ins Feld geführt. Nach Penck und Brückner aber sind die Terrassen häufig Stücke der unteren Teile der Gehänge der alten Talböden, nicht nur Reste der Talsohlen, und diese Auffassung ist, wie auseinandergesetzt wurde, durchaus auch die meine. Brückner sucht z. B. (A. i. E. A. S. 610) die eigentliche Sohle seines präglazialen Talbodens im Rhonetal ca. 400 m unter dem Rand der Terrasse von Bettmer, Laxer und Fiescher Alp. Die Breite der alten Talsohle fällt somit nach Pencks und Brückners Auffassung eben nicht breiter aus als nach dem Verfahren, das Nußbaum allein befürwortet.

Im Tessin ist die Verwendung von Stufenmündungen zur Rekonstruktion alter Talböden nur selten möglich. Die Deutung der Trogschultern als Karterrassen ist hier aus folgenden Gründen ausgeschlossen. 1. Die fortlaufenden Trogschultern gehen nicht direkt in die Karböden über. Gerade im unteren Teile des von Nußbaum für seine Auffassung herangezogenen Bedretto schaltet sich zwischen die fortlaufenden Trogschultern und die durch Grate getrennten Karböden noch die fortlaufende Terrasse des Pettanettotalbodens ein, und die Karböden setzen sich überdies von dessen altem Gehänge noch durch eine besondere Karschwelle ab. Trogrand und Karschwelle sind im Tessin, und soweit ich die Alpentäler kenne, auch sonst, zwei ganz verschiedene Dinge, nicht das gleiche, wie Nußbaum (S. 38f.) meint. 2. Typische Trogschultern finden sich im südlichen Tessin wiederholt weit unter der eiszeitlichen Schneegrenze, wo eine Karbildung unmöglich war. 3. Nicht nur hier, sondern auch in den zentralalpinen Talwurzeln reichten die würmeiszeitlichen Hauptgletscher beträchtlich über den Trogrand hinaus, sie bedeckten die Trogschultern. Wenigstens ebenso hoch an den Talflanken hinauf mußten die Gletscherströme der vorhergehenden Eiszeiten gereicht haben. Die Gebiete der Trogschultern waren somit die Eiszeiten hindurch dem Karbildungsprozeß entzogen.

Wir können somit der Nußbaumschen Auffassung der Trogschultern nicht beipflichten. Wir halten an einer strengen Scheidung von Trogrand und Karschwelle, Trogplatte sowie Trogschulter und Karplatte fest. Gewiß sind die Trogplatten häufig durch den glazialen Wandverwitterungsprozeß, den wir überall da an der Arbeit sehen, wo eine steile, apere Felswand ein Firnfeld überragt, und der daher auch bei der Karbildung die führende Rolle spielt, etwas erweitert worden. Doch ist das eine sekundäre Erscheinung, die mit der ursprünglichen Entstehungsweise der Trogplatten nichts zu tun hat.

Lebenslauf.

Am 20. September 1886 bin ich, Hermann Lautensach, evangelischer Konfession, als Sohn des Gymnasialprofessors Dr. Otto Lautensach in Gotha (S.-Cob.-Gotha) geboren. Mit 6½ Jahren bezog ich die dortige Realschule, von der ich nach 3 Jahren ins herzogliche Gymnasium Ernestinum zu Gotha überging. Hier bestand ich nach 9 Jahren, im März 1905, die Reifeprüfung. Ich studierte hierauf auf den Universitäten Göttingen, Freiburg und Berlin Geographie, Physik und Chemie. Auf diesen drei Hochschulen nahm ich an Vorlesungen und Übungen bei folgenden Herren teil: Blumenthal, Friederichsen, Georg Elias Müller, Riecke, Runge, H. Wagner, Wallach in Göttingen; Gattermann, Himstedt, G. Meyer, Neumann, Steinmann, Stickelberger in Freiburg; Blasius, Branca, Davis, Dessoir, E. Fischer, Grund, Hettner, Liebisch, v. Luschan, Münch, Nernst, Penck, Planck, Rubens, Ad. Schmidt, Stock, Stumpf, Valentiner, Wahnschaffe, Wehnelt in Berlin. Allen meinen verehrten Lehrern spreche ich meinen aufrichtigen Dank aus. Die mündliche Promotionsprüfung bestand ich am 25. November 1909.

Die Anregung zu meiner Dissertation, die den Titel: „Glazialmorphologische Studien im Tessingebiet" trägt, gab mir Herr Geheimrat Penck. Er förderte auch ihre Ausführung in der liebenswürdigsten Weise. Das Material zu meiner Arbeit sammelte ich auf einer zweimonatigen Studienreise durch die Tessiner Alpen, zu deren Ausführung mir die Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin aus der Ferdinand v. Richthofen - Stiftung einen namhaften Betrag zuwandte, während das Geographische Institut der Universität Berlin mir Karten und Instrumente gütigst zur Verfügung stellte. Für alle diese Förderung meiner Arbeit sei hiermit der beste Dank gesagt.

Hermann Lautensach.